

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

Studijní program: Geologie (B1201)

Studijní obor: Geologie (BGEOL)



Ivan Petrov

Mineralogie a geneze Au zrudnění vázaného na porfyrové žíly v okolí Petrova a Bohulib

Mineralogy and genesis of gold ores hosted by porphyry dykes at Petrov and Bohuliby

Bakalářská práce

Vedoucí práce:

doc. RNDr. Jiří Zachariáš, Ph.D.

Praha, 2019

Charles University
Faculty of Science

Poděkování

Tímto bych rád poděkoval všem, kteří napomohli vytvoření a dokončení této práce i v tom nejmenším možným rozsahu, a to v první řadě vedoucímu mé práce doc. RNDr. Jiřímu Zachariášovi, Ph.D. za poskytnuté materiály, vstřícný přístup, užitečné rady a trpělivost, a v druhé řadě i své rodině a blízkým, jenž mě podporovali, motivovali a inspirovali při realizaci této bakalářské práce.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením školitele doc. RNDr. Jiřího Zachariáše, Ph.D, a že jsem řádně citoval všechny použité prameny a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla využita v rámci jiného vysokoškolského studia či k získání jiného nebo stejného titulu.

V Praze dne _____

Ivan Petrov

Abstrakt

Táto bakalárská práca je zaměřená na mineralogii a genezi zlatonosného zrudnění v oblasti Petrova a Bohulib v jihozápadní části jílovského rudního revíru. Posloupnost krystalizace hydrotermální mineralizace zjištěná z texturních vztahů minerálních fází a pomocí arzenopyritové a chloritové termometrie nasvědčují o vzniku sulfidické a Au mineralizace při 400 až 300 °C. V její rámci byla také vyšetřena následnost vzniku horninotvorných minerálů a výplně miarolitických dutin v porfyrových žilách, které hostí Au zrudnění. Byla rovněž navržena hypotéza vzniku granodioritových porfyrů míšením magmat o různých geochemických charakteristikách.

Klíčová slova:

Zlato, sulfidy, REE, živce, alterace, miarolitické dutiny, žíly porfyru, variská orogeneze

Abstract

This bachelor thesis is focused on mineralogy and genesis of Au-bearing ores in southwestern part of the Jílové ore district, in between Petrov and Bohuliby. Crystallization sequence of hydrothermal minerals was identified by textural relationships of mineral phases.

Arsenopyrite and chlorite thermometry suggest formation of sulphides and gold at 400-300 °C. Within the scope of this thesis the paragenesis of rock-forming minerals of granodiorite porphyry dikes hosting Au-bearing ores, as well as of late-magmatic to hydrothermal minerals filling in miarolitic cavities in these porphyries, were also interpreted. A hypothesis of granodiorite dikes' origin is suggested as well, involving mixing of magmas with different geochemical signatures.

Keywords:

Gold, sulfides, REE, feldspars, alteration, miarolitic cavities, porphyry dikes, Variscan orogeny

Seznam zkratk minerálů použitých v obrázcích

Ab	Albit
All	Allanit
Ap	Apatit
Aspy	Arzenopyrit
Bast	Bastnezit
Bt	Biotit
Cc	Kalcit
Cpy	Chalkopyrit
Dol	Dolomit
Gal	Galenit
Chl	Chlorit
Ilm	Ilmenit
Kfs	Draselný živec
Mc	Markazit
Mol	Molybdenit
Ms	Muskovit
Mt	Magnetit
Plg	Plagioklas
Py	Pyrit
Pyrh	Pyrrhotin
Qtz	Křemen
Rut	Rutil
Sph	Sfalerit
Tetr	Tetraedrit
Zirk	Zirkon

1. ÚVOD	6
2. LOŽISKA ZLATA V GEOLOGICKÉ HISTORII	7
2.1. LOŽISKA OROGENNÍHO ZLATA („OROGENIC GOLD DEPOSITS“)	7
2.2. LOŽISKA VÁZANÁ NA INTRUZE („INTRUSION-RELATED GOLD DEPOSITS“)	8
2.3. LOŽISKA TYPU CARLIN („CARLIN-TYPE DEPOSITS“)	8
2.4. LOŽISKA MASIVNÍCH VULKANOGENNÍCH SULFIDŮ („VOLCANOGENIC MASSIVE SULFIDE DEPOSITS, VMS)	9
3. AU LOŽISKA V JIHOZÁPADNÍ ČÁSTI JÍLOVSKÉHO RUDNÍHO REVÍRU	10
3.1. GEOLOGIE ŠIRŠÍHO OKOLÍ	10
3.2. STRUČNÝ PŘEHLED RUDNÍHO REVÍRU JÍLOVÉ	12
4. STUDOVANÉ LOKALITY	14
4.1. PETROV	14
4.2. BOHULIBY, ŽILNÍK LADISLAV	14
5. METODIKA	15
6. VÝSLEDKY MINERALOGICKÉHO STUDIA	16
6.1. MINERALOGIE ŽILNÝCH HORNIN	16
6.1.1. Bohuliby	16
6.1.2. Petrov	17
6.2. SFÉRIKÉ POLYMINERÁLNÍ AGREGÁTY S RUDNÍMI FÁZEMI V PORFYRECH	19
6.3. HYDROTERMÁLNÍ ŽILNÁ MINERALIZACE	23
6.4. ALTERACE A HYDROTERMÁLNÍ PŘEMĚNY	29
7. FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ PODMÍNKY VZNIKU RUDNÍ MINERALIZACE	32
7.1. ARZENOPYRITOVÁ TERMOMETRIE	32
7.2. BIOTITOVÁ TERMOMETRIE	32
7.3. CHLORITOVÁ TERMOMETRIE	32
8. KRYSTALIZAČNÍ STÁDIA - SHRNUÍ	33
9. DISKUSE	34
9.1. GRANODIORITOVÉ PORFYRY V JÍLOVSKÉM RUDNÍM REVÍRU V KONTEXTU VARISKÉ OROGENEZE	34
9.2. MINERALOGICKÉ INDICIE PRO PŮVOD ZDROJOVÉHO MAGMATU	35
10. ZÁVĚR	38
11. BIBLIOGRAFIE	39

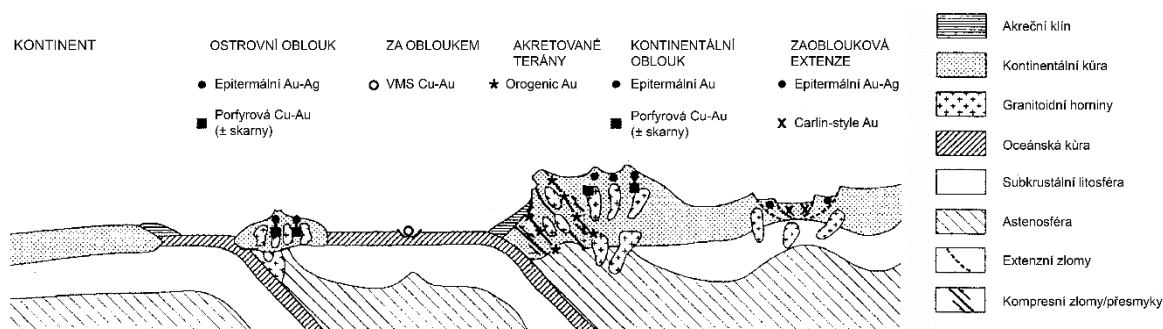
1. Úvod

Daná práce si klade za cíl vytvořit přehled základních typů primárních ložisek zlata ve světě a systematizovat jejich genezi, typickou mineralogii a geologické prostředí, přičemž poté srovnat světová ložiska se studovanými lokalitami Petrov a Bohuliby na západě jílovského rudního revíru. Aby to bylo možné, dílčím úkolem práce je popsat mineralogickou a petrologickou charakteristiky čerstvých a alterovaných porfyrových hornin, vyskytujících se v podobě žil v dané oblasti, a také vázaných na ně žilníků, nesoucích Au mineralizaci. Potom na základě poznatků, získaných systematizací popsaných dat a analýzou předešlých výzkumů v dané oblasti, navrhnout posloupnost krystalizace magmatu, zodpovědného za vznik porfyrových hornin a sukcesi hydrotermální mineralizace, vyskytující se v dané části jílovského rudního revíru.

2. Ložiska zlata v geologické historii

Zlatonosná primární ložiska, rovněž jako veškerá ostatní ložiska, lze klasifikovat podle typické mineralogie, zdrojů materiálu a teploty vzniku, hloubky uložení, typu tektonického prostředí, nebo dle asociace s horninovými typy. Jediné hledisko neumožňuje dostatečně popsat veškeré rozdíly v různých typech zlatonosného zrudnění a syntézní přístup je proto nevyhnutelný jak pro úspěšnou klasifikaci subtypů ložisek zlata, tak i pro pochopení všech souvislostí v rámci jednoho popisovaného ložiska. V této práci je použita současná klasifikace (Robert et al., 2007), jenž se ± řídí podle zdrojových fluid pro zlatou mineralizaci a osvědčila se jako nejvhodnější, byť má, jako každá jiná, svá úskalí.

Nutno zmínit, že jednotlivé typy ložisek zlata nepředstavují ostře vymezené a oddělené skupiny. Naopak často dochází k přechodům mezi jednotlivými typy, což je způsobeno stejnými/podobnými ložiskotvornými procesy (Obr. 1).



Obr. 1: Rozmístění různých typů zlatonosných ložisek v rámci aktivních tektonických rozhraní. (převzato z Goldfarb et al., 2001; upraveno)

2.1. Ložiska orogenního zlata („Orogenic Gold Deposits“)

Ložiska, jež se můžou označovat termínem „orogenic gold“ (Groves et al., 1997) musí splňovat několik kritérií: I) Au-mineralizované žíly se vyskytují v hloubce střední kůry (5 až 20 km). Často jsou vázána na sekvence metavulkanických-metavulkanoklastických hornin nejčastěji proterozoického stáří (tzv. greenstone belts), metamorfovaných nejvýše v amfibolitové facii; II) zdrojem kovů jsou remobilizované rozptýlené sulfidy ze submarinních zdrojů uvnitř „greenstone-belt“ litologií; III) na vzniku zrudnění se hlavně podílejí metamorfní fluida s nízkou salinitou a dominancí CO_2 ; IV) Au-As-Bi-Sb minerální asociace je dominantní; a IV) mineralizace nejčastěji vzniká v předobloukovém prostředí uvnitř akrečního klínu během přechodu z kolizního na transpresní tektonický režim (Goldfarb et al., 2001).

2.2. Ložiska vázaná na intruze („*Intrusion-related Gold Deposits*“)

Do dané kategorie patří ložiska s oxidovanými až slabě redukovanými podmínkami (magnetitová série; Ishihara, 1977) a blízkým genetickým a prostorovým vztahem s intermediárními až felsickými plutonickými intruzemi (Sillitoe, 1991). Sillitoe a Thompson (1998) uvádí, že ložiska tohoto typu mohou obsahovat mineralizaci nejrozličnějších prvkových kombinací (např. Au-Fe oxidy-Cu, Au-Cu-Mo-Zn, Au-As-Pb-Zn-Cu, Au-Te-Pb-Zn-Cu a Au-As-Bi-Sb), přičemž každý prvkový typ zrudnění je odrazem geneze intruze asociované s mineralizací. Společnými hledisky pro zařazení do této skupiny je prostředí kontinentálního magmatického oblouku s jeho bezprostředním okolím a intruze magmatické horniny jakožto zdroj mineralizačních fluid a kovů. Ložiska Cu-Au±Mo asociace se v literatuře označují jako porphyry-type, podle prostorové vazby na roje porfyrických subvulkanických hornin granodioritového složení (Zhang et al., 2017). Podle Lang a Baker (2001) skupina „intrusion-related-gold“ není homogenní a řadí se k ní v širším slova smyslu celá řada různorodých mineralizačních stylů vázaných na různé litologie, včetně skarnů, křemenných žil a žilníků v rámci termální aureoly plutonu a rozptýlené mineralizace v samotné intruzi. Hart et al. (2000) proto navrhl rozdělení ložisek na „intrusion-hosted“ (Au-Bi-Te-W ± Mo, As, Pb), proximální (Au-As ± Sn, W, Sb) a distální ložiska/mineralizace (Au-As-Sb-Hg ± Ag, Zn, Pb).

Hart (2007) vyčleňuje jako samostatný typ skupinu „reduced intrusion-related gold systems“ (RIRGS), který má redukovánější chemismus, než typické „intrusion-related“ ložiska. RIRGS jsou asociované s felsickými postkolizními intruzemi smíšených typů s mírně redukováným chemismem (ilmenitová série; Ishihara, 1977) v zaobloukovém prostředí, intrudovanými v extenzním tektonickém režimu. Sety subparalelních zlatonosných žilníků s nízkými obsahy zlata vznikají v křehkém plášti malých plutonů, a jsou charakteristické Au-Bi-Te-W minerální asociací s přítomností pyrotinu a CH₄-bohatých inkluzí v křemenné žilovině. Společně s křemennými žilníky vznikají v rámci daných systémů též zlatonosné skarny a vtroušené mineralizace.

2.3. Ložiska typu Carlin („*Carlin-type Deposits*“)

Ložiska tohoto typu vznikla za kombinace extenzního a kompresního režimu, kde strmé zlomy sloužily pro výstup fluid, a reaktivní horniny karbonátové platformy a/nebo riftové pánve s obsahem pyritu sloužily jako pasti pro tato fluida a v nich se vyskytující rudní složky. Precipitace z relativně chladných fluid (180-240 °C), obsahujících CO₂ a H₂S, pravděpodobně derivovaných z metamorfního zdroje nebo z epizonální (1-5 km pod povrchem) intruze,

probíhala pasivně a za hydrostatického tlaku. Hlavním rudním minerálem je pyrit (často bohatý As), obsahující vtroušené zlato submikronové velikosti (Cline et al., 2005).

2.4. Ložiska masivních vulkanogenních sulfidů („Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, VMS“)

Daný typ ložiska se vyskytuje ve vulkanických nebo ve vulkanicko-vulkanosedimentárních submarinních sekvencích a vzniká v extenzních podmínkách, a to jak v zaobloukovém prostředí ostrovních oblouků, tak i na oceánských riftových hřbetech, ve spojení s bimodálním magmatismem primitivního složení. Hlavními kovy, těženými z těchto ložisek jsou Zn, Cu a Pb. Ekonomicky využitelné příměsi pak tvoří Ag a Au. Rudy tvoří čočkovitá tělesa masivních sulfidů (sfalerit, bornit, chalkopyrit, galenit, arzenopyrit, pyrit a minerály stříbra) vzniklá na mořském dně nebo těsně pod jeho povrchem (Galley et al., 2007). Podle Huston (2000) Au se vyskytuje zejména ve svrchních partiích rudních čoček, nebo na jejich bázi.

3. Au ložiska v jihozápadní části jílovského rudního revíru

Studované lokality se nachází v severozápadní části jílovského pásma, v jihozápadní části jílovského rudního revíru. Z hlediska regionálně-geologického členění studovaná oblast leží na jihovýchodním okraji tepelsko-barrandienské jednotky, v blízkosti jejího styku se středočeským plutonickým komplexem.

3.1. Geologie širšího okolí

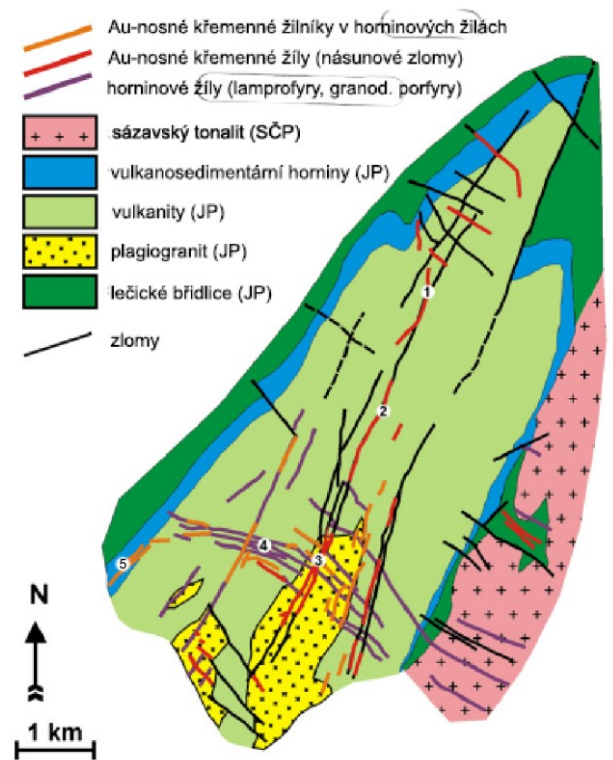
Tepelsko-barrandienská oblast (dále TBO) je částí kadomského vulkanosedimentárního pásma vyvinutého podél aktivní severní hranice Gondwany během pozdního neoproterozoika (750 až 540 Ma; Linemann et al., 2008). Tyto horniny jsou transgresivně překryty na severovýchodě spodním kambriem až středním devonem Pražské pánve, jenž je brachysynklinálním útvarem, protaženým ve směru VSV-ZJZ (Havlíček, 1981). Neoproterozoické horniny vytvářejí několik vedle sebe umístěných alochtonních pásem, protažených severovýchod-jihozápadním směrem, a oddělených zlomovými zónami.

Během variské orogeneze došlo ke vzájemné kolizi a akreci výše zmiňovaných krustálních bloků, přičemž novější studie (Schulmann et al., 2009) ukazují, že šlo o subdukcii sasko-durynské jednotky směrem na východ v rozmezí 385 Ma až 355 Ma, pod lehčí kontinentální desku, složenou z konsolidovaných bloků TBO a moldanubika. Poté, během kolize subdukované jednotky s kontinentální kůrou, došlo k vývinu magmatického oblouku andského typu, jehož aktivita vyvrcholila mezi 355 až 335 Ma vznikem středočeského plutonického komplexu na JV okraji TBO a následným výzdvihem moldanubika, spojeným s poklesem chladného bloku TBO do ještě chladnoucí spodní kůry.

Středočeský plutonický komplex (dále SČP) je polyfázovým komplexem plutonických intruzí granitoidních hornin, intrudující do kontaktu TBO s moldanubikem v rozmezí 355 až 336 Ma. Má plošnou rozlohu až 3200 m² a obsahuje pět až sedm intruzivních suit, od bazických ke kyselým, vyvíjejících se dvěma trendy – starší podle vápenato-alkalického, mladší od vysokodraselných k ultravysokodraselným (Janoušek a Holub, 2007b). Dominance intruzí I-typu nad granitoidy S-typu se dá vysvětlit významným příspěvkem odvozeného z pláště magmatu ke tavenému korovému materiálu během vázaného na subdukcii magmatismu (Žák et al., 2005). Komplex vykazuje směr celkového růstu ze SZ na JV; nejstarší sázavský typ (cca 354 Ma) obsahuje záznam SZ-JV regionální transprese, společně se SV-JZ protažením, v magmatických a post-magmatických strukturách (což je spojeno se vznikem souhlasně orientované, tzv. jílovské kliváže, vyvinuté v Jílovském pásmu), ovšem pozdější požárský typ

má vyvinuté vůči okolním horninám jenom intruzivní kontakty, kopírující okraj plutonu. Blatenský typ (cca 346 Ma) a milevský pluton, patřící k hlavní fázi ultravysokodraselného magmatismu (343 až 340 Ma) zaznamenává přechod z transpresního režimu na horizontální pohyb, spojený s výzdvihem moldanubické jednotky. Pozdější těleso tábořského durbachitu (cca 337 Ma) intrudovalo po hlavní fázi exhumace moldanubika.

Jílovské pásmo (dále JP): Na východním kontaktu TBO se SČP se nachází 65 km dlouhý a 1 až 6 km široký pás neoproterozoických slabě (prehnit-pumpellyitová facie na SV až amfibolitová facie na JZ; Morávek, 1971) metamorfovaných vulkanických, subvulkanických a vulkanosedimentárních hornin, nazývaný *Jílovské pásmo*. V rámci JP mají dominantní postavení horniny vápenato-alkalického trendu s vývojem od mafických (bazalty) k felsickým (ryolity) členům, výjimečné postavení zauímají subvulkanické plagiogranity a alaskity (Fediuk, 2004). Rovněž přes horniny JP byly intrudovány četné magmatické žíly, některé z nich jsou pozdně kadomského stáří, většina však variské (Morávek et al., 1969; Morávek, 1971). Nejsvrchnější vrstvu útvaru tvoří vulkanosedimentární břidlice, bohaté na vtroušený pyrit a organický uhlík, tzv. lečické vrstvy, jenž mají variabilní mocnost mezi 50 a 200 m v různých částech JP. Severní část JP představuje antiklinální strukturu, s orientací osy přibližně na SSV a úklonem cca 30° (Obr. 2).



Obr. 2: Schématická mapa Jílovského pásma a jeho nejdůležitějších struktur a litologií. Čísly jsou označeny historicky těžené lokality: 1 – Radlík, 2 – Rotlev, 3 – Pepř, 4 – Bohuliby, 5 – Petrov (převzato z Zachariáš et al., 2013; upraveno).

3.2. Stručný přehled rudního revíru Jílové

Jílovský rudní revír se nachází v rámci středočeské metalogenetické zóny (dále SMZ) nejseverovýchodněji ze všech známých ložisek, patřících k danému regionu. SMZ je vyvinutá podél středočeské střížné zóny, na kontaktu moldanubické jednotky a TBO a je známa pro svoje zlatonosné (ložiska Jílové, Mokrsko, Libčice, Petráčková hora, Bělčice a Kasejovice; Zachariáš et al., 1997; Morávek a Pouba, 1987) a polymetalicko-uranové zrudnění (ložiska Příbram, Vrančice).

Morávek a Pouba (1987) přirovnávají JP a s ním asociované zlatonosné zrudnění k tzv. „greenstone belts“, pozůstávajících z metavulkanických a metavulkanosedimentárních sekvencí a typicky nesoucí ložiska typu orogenic gold (Goldfarb et al., 2001). Ovšem v rámci SMZ se nacházejí i jiné typy zlatonosné mineralizace, a to jak „porphyry-type“ ložisko Petráčková hora, tak i „intrusion-related“ ložiska revíru Psích hor (Mokrsko a Čelina; Zachariáš, et al., 1997).

Morávek (1971) vytvořil pro Jílovský rudní revír sukcesní schéma, jenž sloužilo podkladem pro další geochemické a genetické studie, týkající se dané oblasti (Obr. 3) a popsal morfologii a geologii hydrotermálních žil. Nejvýznamnější ze žil jsou mocné křemenné žíly vázané na směrné přesmyky a doprovázené vznikem drobných tenzních žilek. Další typy Au zrudnění představují subhorizontální žilky na kontaktu s alterovaným plagiogranitem a žebříkovité žilníkové struktury uvnitř žil mikrodioritu. Litochleb a Šrein (1995) uvedli pro hlavní zlatonosní stádium, definované Morávkem (1971), posloupnost krystalizace minerálních fází, jež činí: *ryzí Bi ± bizmutinit (nejstarší) → tetradymit → tellurobizmutit → altait, petzit a hessit a/nebo galenit → kalaverit → ryzí Au (nejmladší)*.

Následující práce (Zachariáš et al., 1997; Zachariáš et al., 2013) se zabývaly vývojem a vznikem ložisek v daném rudním revíru. Bylo zjištěno, že ložiska patří k mezotermálnímu typu a cirkulace fluid, odpovědných za zlatonosné zrudnění, je spojená s intruzí SČP a vzniklým termálním gradientem. Většina fluid pochází z podmínek, ekvilibrovaných s metabazity JP, ale je možný, že též došlo k devolatilizaci úzké kontaktní zóny plutonu a tím i příspěvku fluid, odpovídajících ekvilibraci s vyvinutými korovými horninami. Precipitace první generace zlata vyšší ryzosti (3. mineralizační stádium dle Morávka, 1971) je spojená s H₂O nebo H₂O-CO₂ fluidy s nízkou salinitou a teplotou v rozmezí 300 až 200 °C při hloubce 3 až 6 km, což omezuje jeho vznik na krátký epizodický interval, také spojený s poklesem tlaku z litostatického na hydrostatický. Druhá generace zlata (4. až 5. stádium) nižší ryzosti mohla vznikat v mělkých podmínkách s dominancí křehké tektoniky.

mineral / stádium	1	2	3	4	5	6
Albit						
Křemen						
Muskovit						
Chlorit						
Siderit						
Dolomit						
Kalcit						
Scheelit						
Molybdenit						
Pyrit						
Hematit						
Arzén						
Arzenopyrit						
Pyrrhotin						
Sfalerit						
Tetraedrit						
Chalkopyrit						
Meneghinit						
Bournonit						
Galenit						
Bizmut						
Bizmutinit						
Tetradymit						
Tellurobizmutit						
Koloradoit						
Petzit						
Altait						
Kalaverit						
Zlato						

Obr. 3: : Sukcesní schéma mineralizace na ložisku Jílové (převzato z Zachariáš et al, 2013, upraveno dle Morávek, 1971).

4. Studované lokality

Obecné petrologické, mineralogické, geochemické a technologické studie, společně s výpočtem odhadovaných zásob, mj. i na lokalitách Petrov a Bohuliby, byly realizovány v rámci ložiskově-geologického průzkumu na území celého Jílovského rudního revíru v letech 1961-1969. Výstupem z nich je závěrečná zpráva Morávek et al. (1969). Ve své bakalářské práci se v mnohých aspektech budu opírat právě o výše zmíněnou, objemově rozsáhlou práci. Žádná z pozdějších studií se již nezabývá prostorovými a mineralogickými aspekty zrudnění vázaného na horninové žilníky tak podrobně.

4.1. Petrov

Žilníky Petrov se nachází cca 4 km od kontaktu se sázavským typem SČP, na jihozápadní hranici Jílovského rudního revíru, v těsné blízkosti (cca 100 m) od břehu Sázavy. Lokalita pozůstává z výchozu porfyrových hornin v údolí potoku (pravostranný přítok Sázavy), jejichž průběh k severovýchodu sleduje na povrchu výrazné pinkové pásmo. V rámci již zmíněného ložiskově-geologického průzkumu zde byla vyhloubena průzkumná štola o délce asi 200 m, pro zjištění průběhu struktur a ověření obsahů zlata. V současné době štola není přístupná, její vstupní portál je zabetonovaný.

Horninové žíly (granodioritový porfyr) probíhají téměř paralelně s jílovskou kliváží (SSV-JJZ, strmý sklon). Mocnost žil kolísá od několika dm po desítky metrů v měřítku stovek směrných metrů.

4.2. Bohuliby, žilník Ladislav

Vzhledem k nepřístupnosti vlastní lokality Petrov, část studovaných vzorků pochází ze žilníku Ladislav v dolu Bohuliby. Tato lokalita leží v nepřímém pokračování žilného porfyru z oblasti Petrova do Bohulib. V oblasti Bohulib však horninové žíly mají jiný směr (jsou cca kolmé na průběh jílovské kliváže).

Lokalita Bohuliby se nachází v jižní části Jílovského rudního revíru cca 1 km západněji od průběhu osy JP. Směr důlních chodeb kopíruje orientaci a průběh horninových žil a asociovaným na ně žilníkem se zlatým zrudněním, nesoucím název Ladislav. Žíly porfyru mají směr ZSZ-VJV a sklon cca 80° k S.

5. Metodika

Vzorky hornin a hydrotermální žiloviny byly odebrány ve štolě Petrov, z povrchových výchozů porfyru v údolí pravostranného přítoku Sázavy, a rovněž na lokalitě Bohuliby, v historickém dolu Bohuliby ze žilníku Ladislav. Vzorky z povrchu a z dolu Bohuliby jsem vzorkoval spolu se školitelem, vzorky ze štoly Petrov pochází ze starších sběrů doc. Zachariáše (štola je v současnosti nepřístupná).

Z vybraných vzorků byly zhotoveny mikroskopické preparáty (leštěné výbrusy a nábrusy), jenž byly dále studovány pomocí optické mikroskopie v procházejícím a odraženém světle na polarizačním mikroskopu LEICA MPS60 DM LP v optické laboratoři na Ústavu geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů PřF UK. Na stejném místě byla provedena i studie karbonátových minerálů pomocí studené katodové luminiscence (CL).

Kvantitativní, energiově disperzní mikroanalýzy (EDX) a studium interních textur vzorků byly provedeny na skenovacím elektronovém mikroskopu (SEM) Tescan Vega, s komorou od mikroskopu CamScan S4 a vybaveným detektory zpětně odražených elektronů (back-scattered electrons, BSE), sekundárních elektronů (secondary electrons, SE) a detektorem pro energiově-disperzní spektroskopii (EDS) X-MAX 50 (silicon drift detektor, SDD) s aktivní plochou 50 mm² od výrobce Oxford Instruments, který je ovládaný systémem INCA.

Získané hmotnostní analýzy jednotlivých minerálních fází byly přepočteny na atomy ve vzorcích (atoms per formula unit, apfu) za použití příslušných ideálních stechiometrických poměrů.

6. Výsledky mineralogického studia

6.1. Mineralogie žilných hornin

Předchozí práce (Morávek et al., 1969; Morávek, 1971; Zachariáš et al., 1997; Zachariáš et al., 2013) označovaly studované porfyrické horniny jako granodioritové porfyry nebo mikrodiority, v závislosti na jemnozrnnosti základní hmoty a její makroskopické barvy. Vzhledem k tomu, že jsem neměl možnost studovat chemismus těchto hornin, označuji tyto horniny pracovním též jako granodioritové porfyry. Minerální asociace nealterované horniny je tvořena fázemi: *plagioklas + křemen + draselný živec ± biotit*.

6.1.1. Bohuliby

Zde se ve vyrostlicích vyskytují křemen, plagioklas a biotit, v základní hmotě pak přibližně 32% křemene, 32% albitu, 26% draselného živce a 10% biotitu. Základní hmota je velmi jemnozrnná, maximální velikost krystalů nepřevyšuje 50 μm a kvůli tomu se makroskopicky jeví jako téměř masivní.

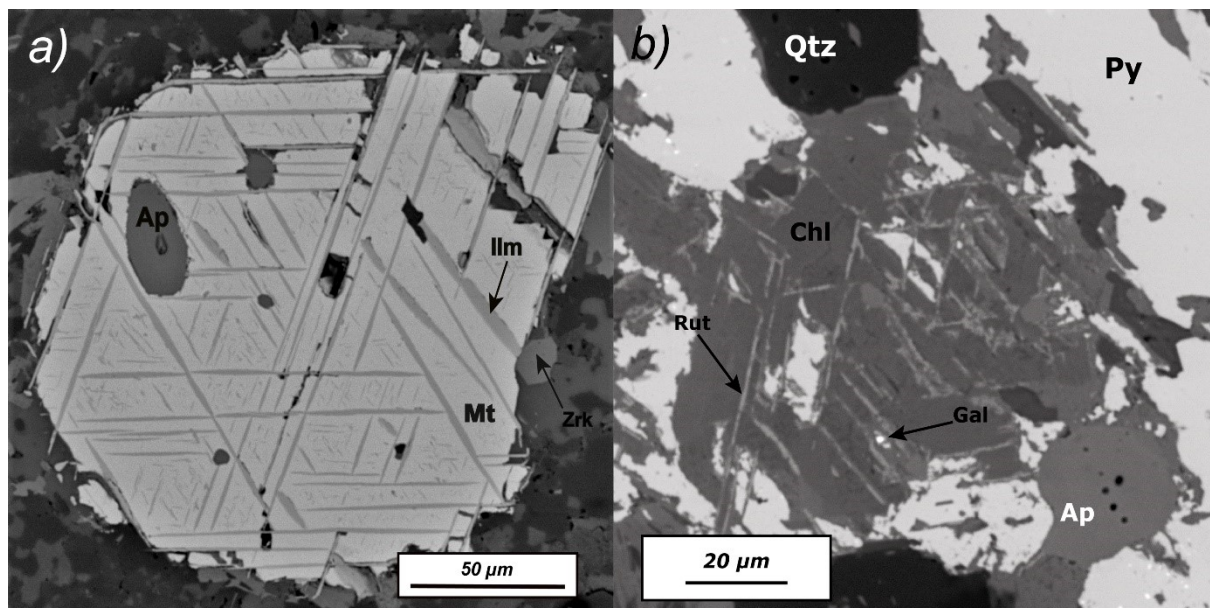
Vyrostlice *křemene* jsou idiomorfního tvaru a často vykazují stopy duktilní deformace (undulační zhášení). Jejich hranice jsou významně zaobleny a mají minimálně jednu zálivovitou strukturu, jenž často je zpětně zahojená a základní hmota tvoří sférickou inkluzi uvnitř vyrostlice. Některé z vyrostlic jsou obklopeny lemem, pozůstávajícím z albitu (Obr. 5). Podobné textury mohou napovídat o resorpci vyrostlice během disekvilibrria s okolní taveninou (Mashima, 2004; Müller, 2010).

Plagioklas tvoří shluky fenokrystů idiomorfního až hypidiomorfního omezení, jež tvoří různě orientované srůsty a vykazují dobře patrné polysyntetické lamelování podle albitového zákona. Hlavním rysem vyrostlic plagioklasu je zonální stavba, s oscilační růstovou zonalitou, přičemž lem krystalů je nejširší ze všech zón a je alkaličtějšího složení, což se dá rozpoznat podle selektivní alterace (Obr. 10, 18).

Idiomorfní vyrostlice *biotitu* mají hnědou až červenohnědou barvu v rovnoběžných nikolech a často v sobě uzavírají idiomorfní krystaly starších akcesorických fází (apatitu nebo zirkonu). Afinita biotitu k uzavírání akcesorických minerálů je dobře známa (Bea, 1996)

Pozoruhodným jevem, jež je prostorově a nejspíš i procesně vázán na vyrostlice biotitu, je agregace Ti a Fe oxidů do euhedrálních až subhedrálních, izometrických nodulí. Krystaly těchto fází, představující minerál ulvöspinel (TiFe_2O_4) se uchyťávají na periférii vyrostlice, společně s krystaly apatitu a/nebo zirkonu. Při subsolidovém ochlazování magmatu a spojenou s tím oxidací (Buddington a Lindsley, 1964; Ivanyuk et al., 2017) se krystal této akcesorické fáze

rozpadá na magnetit ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) s charakteristickými exsolučními lamelami ilmenitu (FeTiO_3) uvnitř, svírajícími úhly 60° a 120° (Obr. 4).



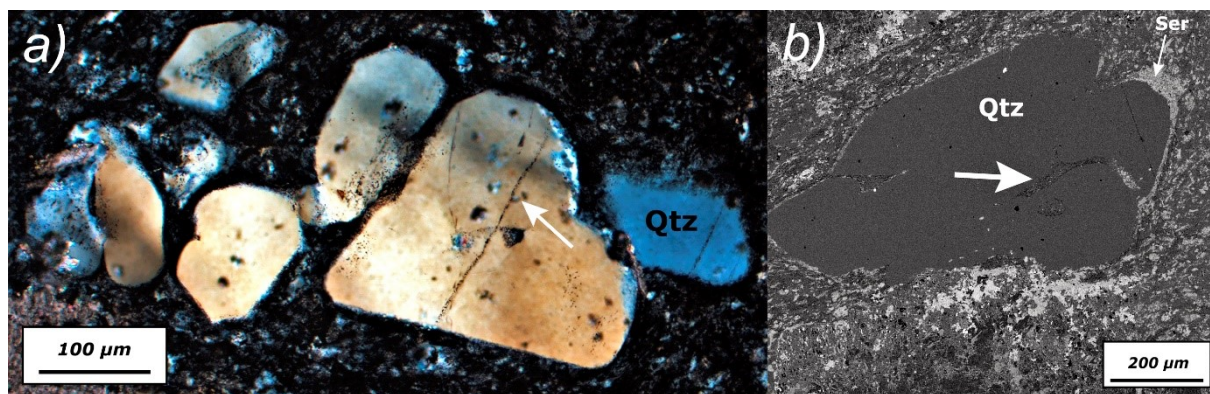
Obr. 4: Zrno Fe-Ti fází, jsou vidět exsoluční lamely a uzavřeniny apatitu a zirkonu. a) čerstvé, foto SEM, BSE. b) alterované, je vidět, že magnetit se mění na chlorit a lamely ilmenitu na rutil, foto SEM, BSE.

6.1.2. Petrov

Na rozdíl od vzorků z Bohulib, prakticky každý vzorek porfyru z Petrova byl postižen hydrotermální(-mi) alterací(-emi). Nejméně alterovaný byl vzorek z JZ boku počátečního překopu štol Petrov, resp. jeho část. Podle něj můžeme soudit o původní minerální asociaci.

I zde se ve vyrostlicích vyskytují křemen, plagioklas a biotit. Zřídka se objevuje i draselný živec, přičemž veškeré vyjmenované minerály jsou přítomny i v základní hmotě. Biotitu v ní je cca 4%, každé z ostatních složek přibližně po 32%. Zrnitost základní hmoty je variabilní, varíruje mezi $30\ \mu\text{m}$ (nejvyšší stupeň alterace) a $100\text{--}150\ \mu\text{m}$ (nejnižší stupeň alterace).

Křemenné fenokrasty, podobně jako na lokalitě Bohuliby, jsou fragmentované, druhotně zaoblené a resorbované s výrazným undulačním zhášením a s plagioklasovou korunou (alteračně přeměněnou na sericit a albit) (Obr. 5b).



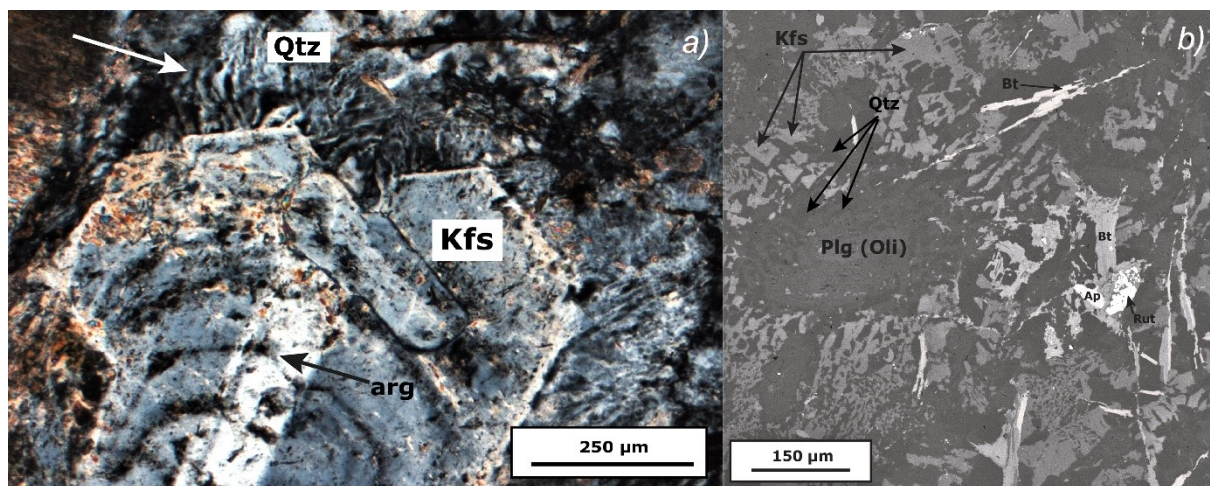
Obr. 5: Frakturované a resorbované vyrostlice křemene. Šípkami jsou naznačené pásy uzavřenin základní hmoty, patrně vzniklých zahojením zálivovitých struktur. a) Lze vidět, že některé fragmenty mají různou krystalografickou orientaci, a páskované undulační zhášení, projevující se různými interferenčními barvami. Foto optický mikroskop v procházejícím světle, xN. b) Na daném obrázku je patrný lem z plagioklasů, alteračně přeměněný na sericit. Foto SEM, BSE.

Vyrostlice *plagioklasu* jsou idiomorfního a zřídka hypidiomorfního omezení, v čerstvém stavu s lamelováním podle albitového zákona a nečastými srůsty. Měření bazicity podle rozdílu úhlů zhášení sousedních lamel, prováděné pomocí optického mikroskopu, ve všech vzorkách svědčilo o složení odpovídající oligoklasu až andesínu, což se potvrdilo i při EDX analýze.

Draselný živec tvořil vyrostlice jen ojediněle, výskyt těchto idiomorfně omezených sloupcových krystalů (prokazatelně jenom čerstvá část porfyru) se daly rozpoznat podle karlovarského dvojčatění.

V žádném ze studovaných vzorků nebyly zachovány vyrostlice *biotitu*, neboť během hydrotermálních alterací byl zcela přeměněn na chlorit nebo dále na hrubozrnný křemen s úplnou destrukcí původního tvaru. Fe-Ti fáze, které na předešlé lokalitě tvořily uspořádané rozpadové struktury, zde jsou přítomny jako dlouhé (až 0,5 mm) jehlice, pozůstávající z rutilu (TiO_2), chaoticky vyrůstající z míst, kde před alterací se nacházely vyrostlice biotitu.

Zajímavým jevem je výskyt *granofyrické textury* v základní hmotě několika vzorků. Tahle textura vzniká skeletálním prorůstáním alkalického živce a křemene v bohatých na SiO_2 taveninách (London, 1996) a je dokladem velké míry podchlazení při výstupu magmatu (Lowenstern et al., 1997). Pozorováním bylo stanoveno, že na vzniku daného typu textur ve studovaných materiálech se podílí nejen draselný živec, ale i plagioklas oligoklasového složení, a navíc dochází i k resorpci okrajových částí vyrostlic živců (Obr. 6).

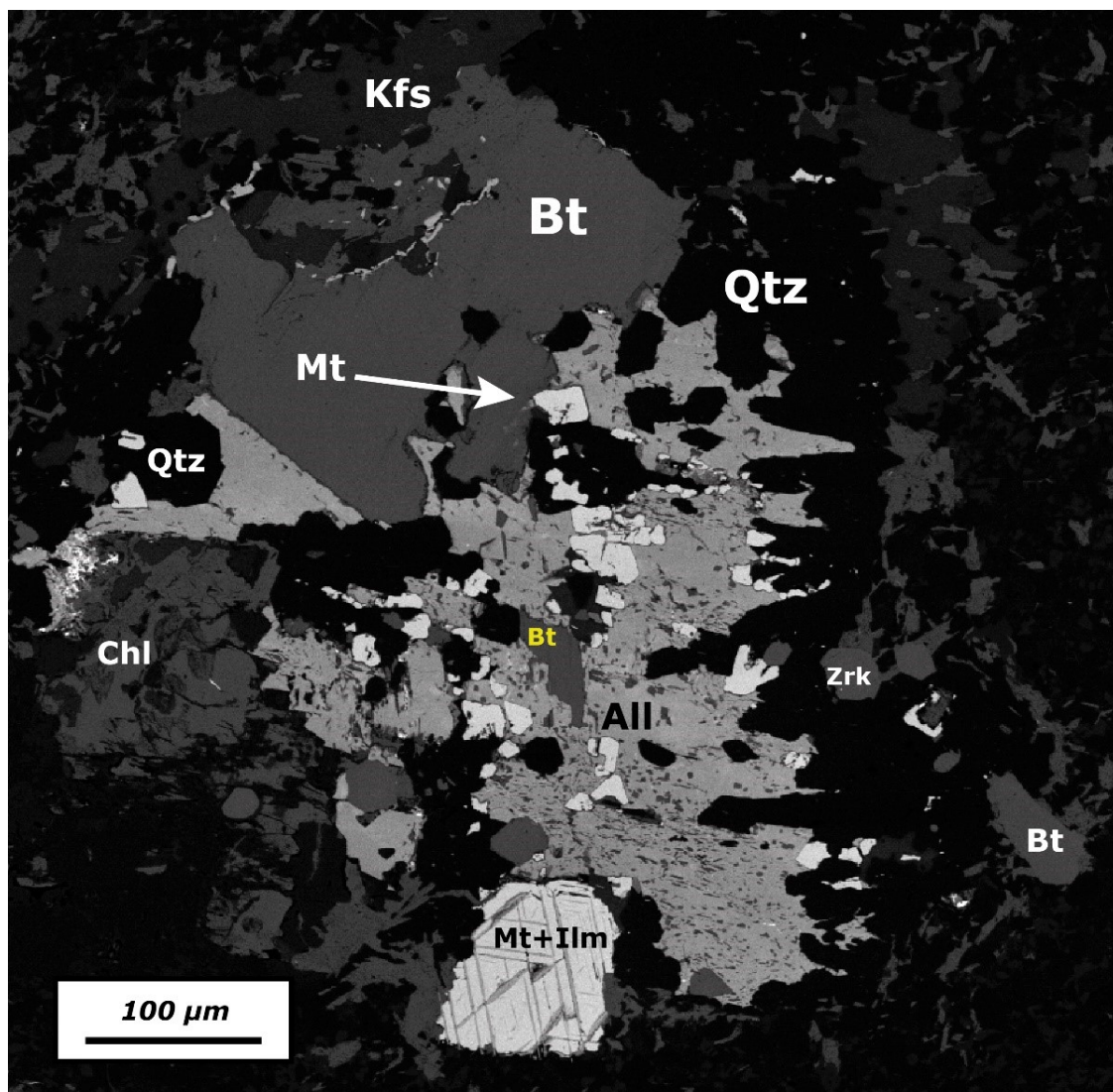


Obr. 6: Granofyrické textury v mikroměřítku. a) Okraj idiomorfni vyrostlice draselného živce, šípkou je naznačena samotná textura a křemen v základní hmotě, který je jí konzumován. arg – argilická alterace vybraných růstových zón. Foto optický mikroskop, xN. b) Detail, k vidění je rozpad plagioklasu a prorůstání draselného živce a křemene, podobné grafitickým texturám v pegmatitech. Foto SEM, BSE.

6.2. Sférické polyminerální agregáty s rudními fázemi v porfyrech

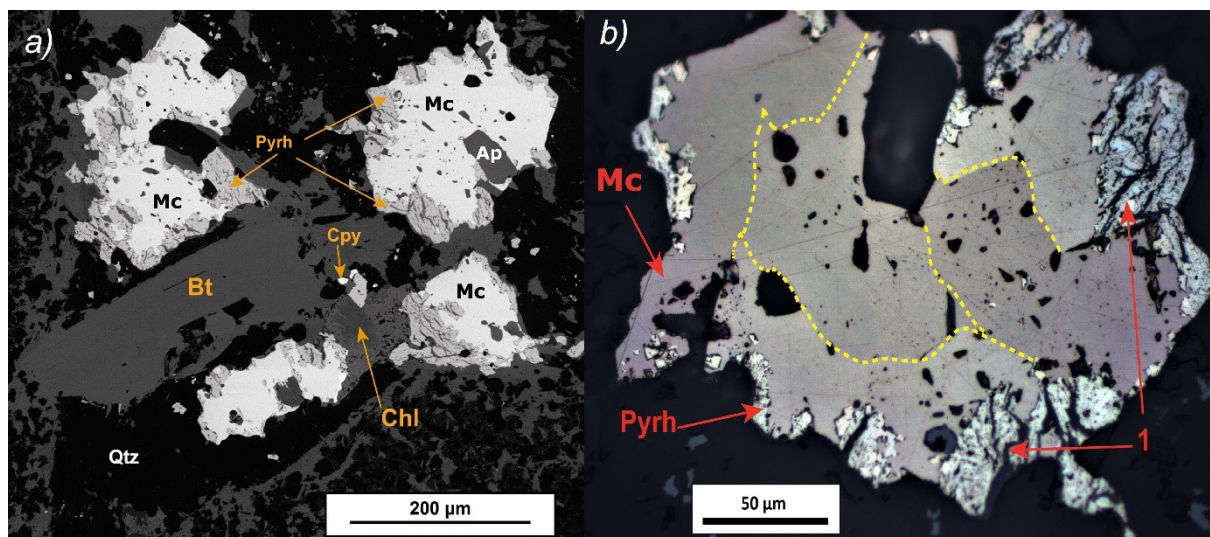
Ve vzorkách z lokality Bohuliby se v čerstvé části porfyru na povrch vyrostlic biotitu vážou útvary subsféroidálního tvaru (Obr. 7; Obr. 8 a Obr. 11), omezené lemem horninotvorných minerálů a vyplněné koncentricky rostoucími a dovnitř směřujícími krystaly křemene a akcesorických fází. Svým vzhledem a kompozici precipitujících minerálů jsou podobné *miarolám*. Nedokonale vyvinuté agregáty obsahují lístkovitá zrna biotitu malých (do 20 µm) rozměrů, vzácné agregáty bohatého na Ce *bastnesitu* [(Y, Ce, La)CO₃F] a idiomorfni krystaly křemene. Tmelem jádra agregátu slouží *allanit* s oblastí, nabohacenými Nd. (Obr. 11b).

Kompletní přehled minerálního složení a sukcese krystalizace těchto struktur poskytuje jiná, kompletně zachovaná v nealterované zóně porfyru (Obr. 7). Zárodkem krystalizace posloužila samotná vyrostlice biotitu, jemnozrnná, nově vykrytalovaná zrna biotitu, připomínající analogický biotit ze základní hmoty, a četná zrna akcesorických fází (apatit, ulvöspinel, zirkon). Prvním krystalizujícím minerálem byl magnetit v podobě slabě zaoblených zrn idiomorfniho omezení, velikosti přibližně 20 až 30 µm. Druhou fází byl křemen, tvořící idiomorfni krystaly dvou populací. Jedna populace je izometrická, rozmístěná ve středu miarolového útvaru. Druhou populaci tvoří protažené krystaly, postupně hrubnoucí do středu, kvůli růstové kompetici podobné výplni křemenných žil (Bons et al., 2012). Poslední krystalizující fází, zaplňující zbývající volný prostor, byl allanit, relativně bohatší na Ce. Galenit, tvořící v rámci tohoto útvaru drobná a málo četná, cca 5 až 10 µm velká zrna, zaplňuje trhliny a nejpravděpodobněji je indikátorem přechodu z magmatických na hydrotermální podmínky krystalizace (Thomas et al., 2009).



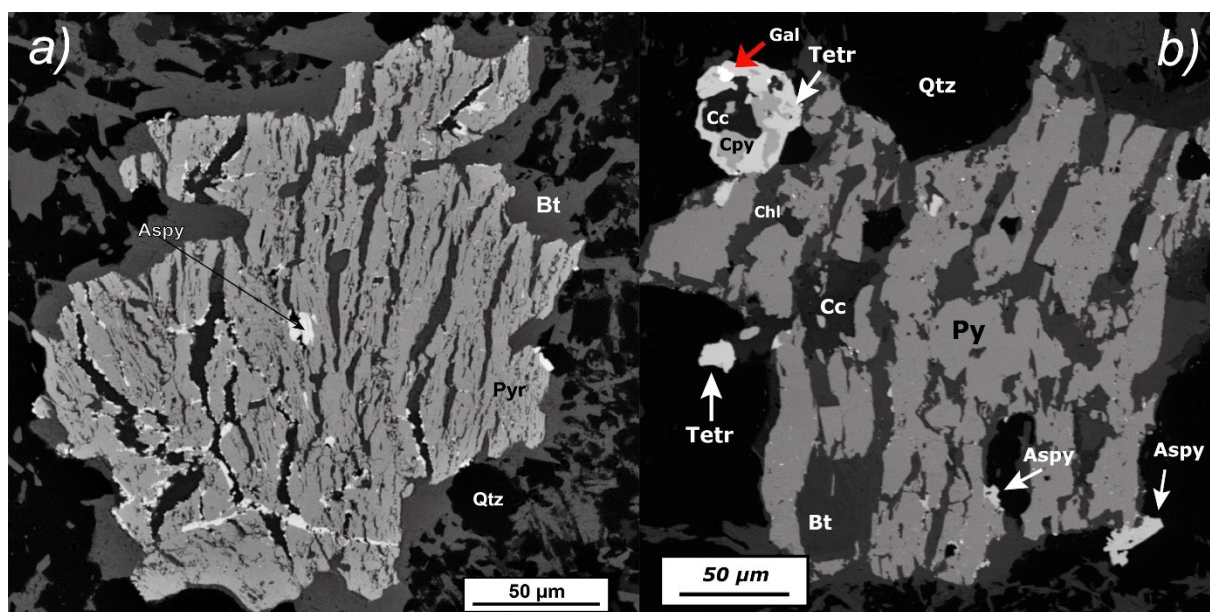
Obr. 7: Kompletní minerální asociace miarolické dutiny. Foto SEM, BSE

V rámci jiného vzorku z porfyrů dané lokality se dají najít velké agregáty markazitu, společně s podružným pyrrhotinem a arsenopyritem v rámci podobných miarolitických útvarů (Obr. 8, 9a). Pyrrhotin se nachází na hranicích těchto sulfidických agregátů améboidního tvaru jako drobné reliкty s hustou sítí tahových trhlin, nepropagujících do jádra a vyhojených biotitem. Tyto pyrrhotinové reliкty částečně omezují jádro agregátů, tvořené markazitem. Markazit v jádře pozůstává z dílčích opticky anizotropních zón s různou krystalografickou orientací a každá zóna zháší samostatně, takže se jedná o jednotlivé krystaly (Obr. 8b). V nich nalezneme uzavřeniny jak drobných krystalů biotitu, tak i akcesorických fází (apatit a zirkon), všechny jsou idiomorfního omezení. Na základě uvedených svědectví můžeme předpokládat, že markazit nahrazuje pyrrhotin a současně vyhojuje dřívější trhliny. Společně s nimi se v rámci popisovaného shluku vyskytuje chalkopyrit, jenž může být v genetickém vztahu se vznikem markazitu.



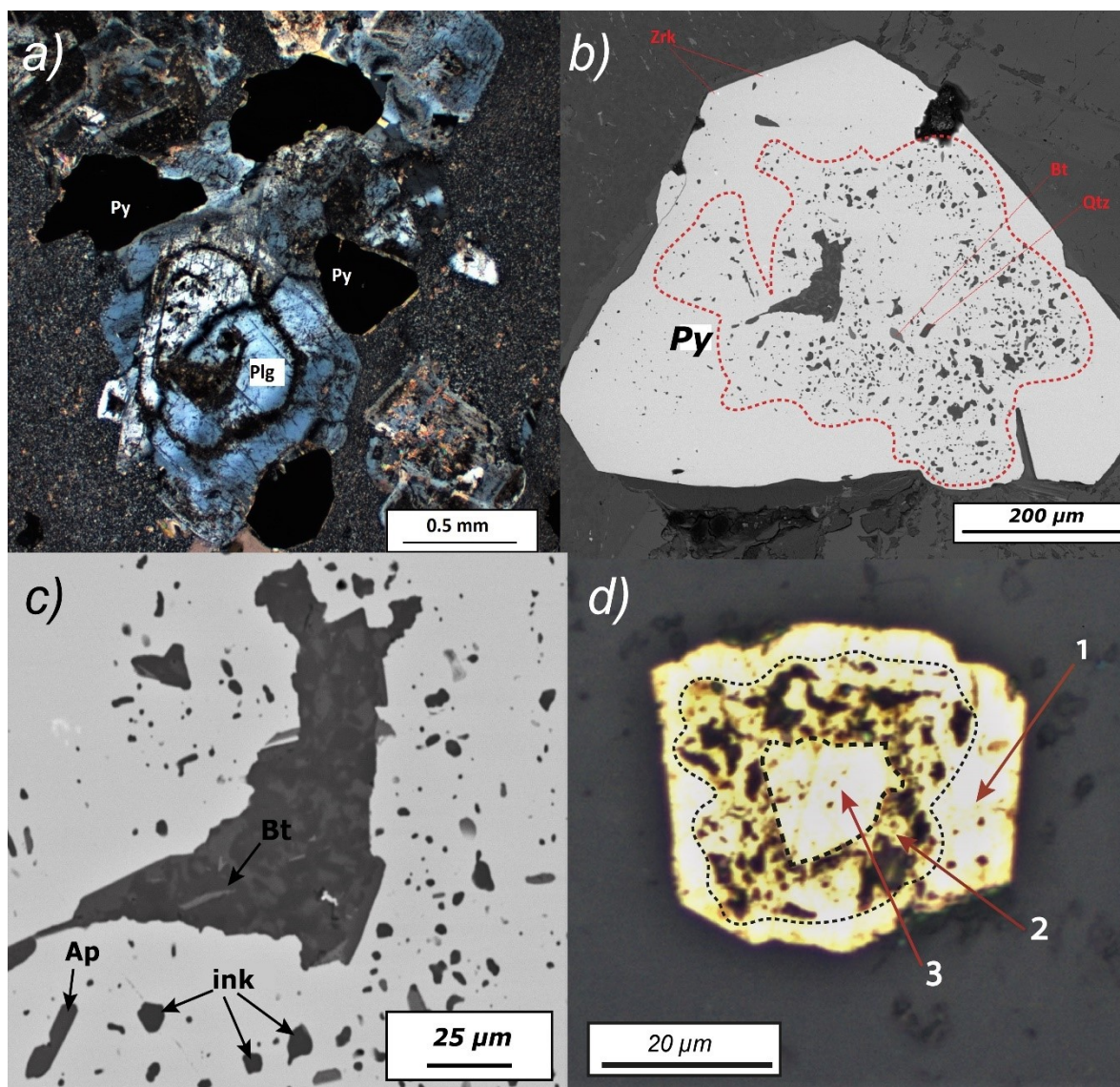
Obr. 8: Vztah vyrostlice biotitu a sulfidových agregátů v miarole. a) Foto SEM, BSE; b) Detail markazit-pyrhotinového agregátu. Lze vidět fraktury, zaplněné biotitem (1), vyskytující se v pyrhotinu a nepokračující do markazitu. Přerušovanou čarou jsou vyznačeny hranice jednotlivých krystalů. Foto optický mikroskop, odražené světlo, xN.

Uvnitř jiné miarolitické dutiny se nachází identický pyrhotinový agregát, ovšem s absencí markazitového jádra (Obr. 9a). Tahové trhliny dané struktury jsou primárně vyplněné arzenopyritem a při dalším rozevírání těchto trhlin do nich precipitoval biotit, také tvořící souvislý lem kolem okrajů agregátu. V místě kontaktu s arzenopyritovými úlomky ve stěnách fraktur je biotit nahrazen chloritem, a tato alterace může být znakem hydrotermálního původu arzenopyritu, takže kvůli brzkému následování krystalizace horninotvorných minerálů, tento arzenopyrit koreluje s 1. mineralizačním stádiem dle Morávka (1971).



Obr. 9: Agregáty sulfidů magmatického stádia. a) Pyrhotin s tahovými frakturami, vyhojenými hydrotermálním biotitem a sulfidy, foto SEM, BSE. b) Agregát pyritu s noduli sulfidů 4. stádia. Foto SEM, BSE.

Na jiném místě ve stejném vzorku se nachází další identický agregát s asociovanými na fraktury arzenopyritem a biotitem, ovšem pozůstávající z pyritu (Obr. 9b).

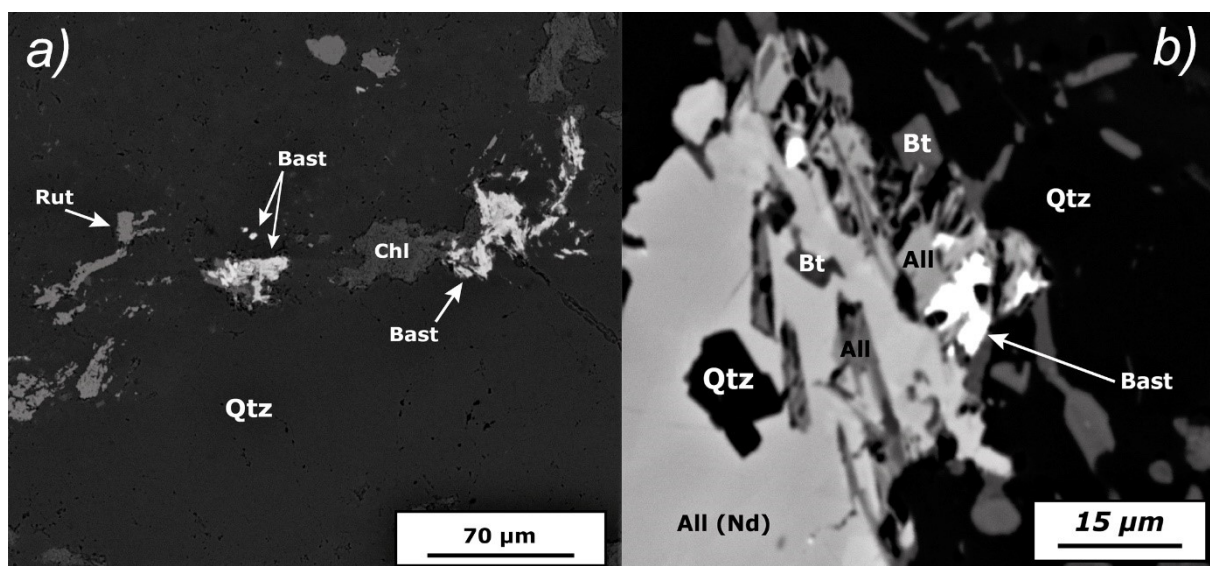


Obr. 10: Krystaly pyritu, vázané na vyrostlice plagioklasu. a) optický mikroskop, xN; b) SEM, BSE, červenou linií je zvýrazněná hranice mezi okrajem a vrstvou s inkluzemi; c) detail jádra pyritového krystalu, tvořeného pevnou inkluzí základní hmoty horniny a uzavřeninami horninotvorných minerálů (ink) v intersticiální vrstvě (tav), SEM, BSE. d) Analogický krystal pyritu s pevnými inkluzemi v intersticiální vrstvě (2), masivním jádrem (3) a okrajem (1), lokalita Petrov. Optický mikroskop, odražené světlo.

Rovněž v nealterované zóně horninových žil se vyskytují idiomorfně až hypidiomorfně omezené krystaly pyritu, jenž jsou bezprostředně vázány na shluky fenokrystů plagioklasu (Obr. 10a). Jejich centrální část je ve většině případů tvořena velkou uzavřeninou základní hmoty okolní horniny nepravidelného tvaru, a ve vrstvě mezi ním a dobře omezeným vůči okolí okrajem krystalu je obsaženo velké množství pevných inkluzí (často nepravidelného tvaru nebo s difuzními okraji), přičemž okrajové partie jsou téměř nebo úplně bez inkluzí (Obr. 10b, c) Známkami toho, že skutečně jde o minerál, vzniklý hydrotermálním procesem, přesto, že je

kogenetický se základní hmotou porfyru, jsou jak úzké sericitické lemy na hranicích s vyrostlicemi živce, tak i přerůstání posledních. Na lokalitě Petrov byl nalezen analogický idiomorfní krystal pyritu, s pevnými inkluzemi v intersticiální vrstvě a masivním okrajem a jádrem (Obr. 10d), ovšem se vyskytoval samostatně v základní hmotě porfyru. Předpokládám, že vznik pyritových krystalů toho typu na obou lokalitách je spojen s přechodem z magmatických podmínek krystalizace na hydrotermální, ovšem není jasné, jaký proces byl příčinou tohoto přechodu.

Kvůli intenzivní alteraci na lokalitě Petrov se ve vzorkách nedochoval žádný z miarolitických útvarů. Jediným svědectvím existence minerálů, obsahujících vzácné zeminy (REE) i na této lokalitě, jsou maximálně 100 μm velké agregáty *bastnesitu*, nacházející se jako inkluze v chloritizovaném reliktu biotitu, ve větší vzdálenosti od mineralizované části vzorku (Obr. 11a).



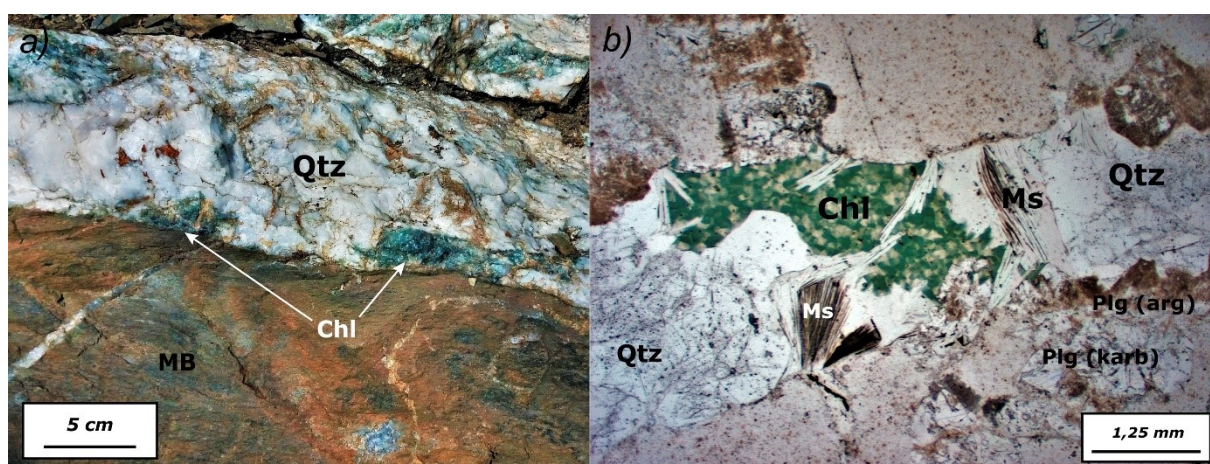
Obr. 11: REE mineralizace v miarolitických útvech. a) Agregáty bastnesitu společně s alterovaným na chlorit biotitem, lokalita Petrov. Foto SEM, BSE. b) Detail jádra útvaru z lokality Bohuliby. Lze vidět zóny v allanitu, bohaté Nd. Foto SEM, BSE.

6.3. Hydrotermální žilná mineralizace

Rudní mineralizace se na obou lokalitách vyskytuje vázaná jak na málo mocné křemenné nebo karbonátové žíly (žilná mineralizace), tak sleduje mikrotrhliny v hostitelské hornině (vtroušená mineralizace). Dominují *pyrit* a *arsenopyrit*, minoritní jsou *galenit*, *ryzí zlato* a *pyrhotin*. Ojediněle byl pozorován *markazit*, *chalkopyrit*, *sfalerit*, *molybdenit* a *tetraedrit*.

Žilovina je na obou lokalitách tvořena čtyřmi nerudními minerály, a to křemenem, chloritem, muskovitem, kalcitem (s ojedinělým výskytem dolomitu) a jílovými minerály skupiny kaolinitu (nejspíš se jedná o dickit). Kromě křemenných a karbonátových žil/žilek, byly pozorovány

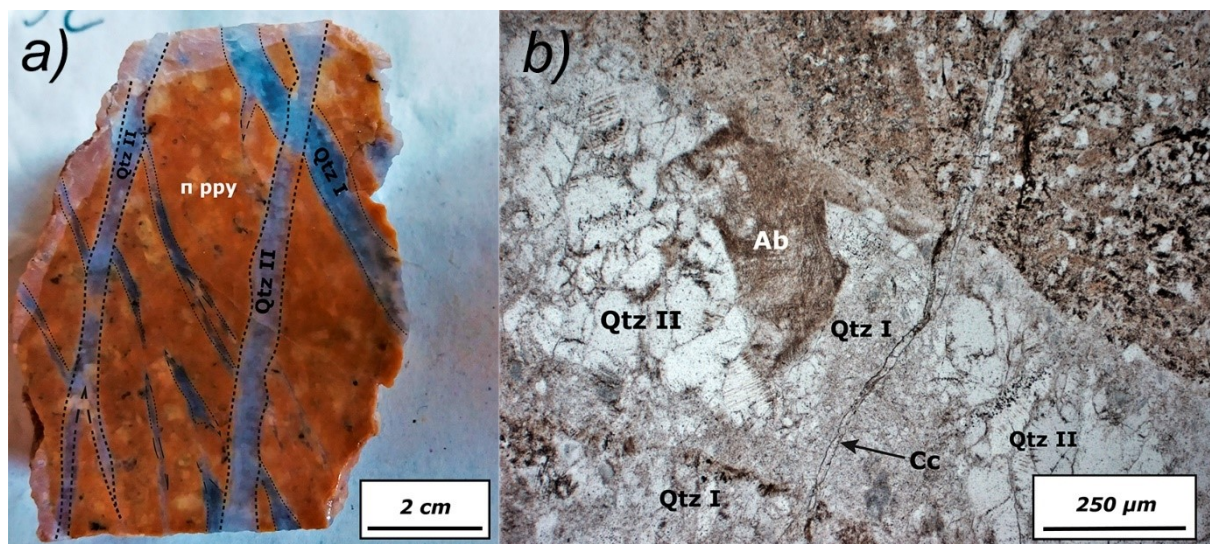
monominerální žilky (výplně trhlín) tvořené chloritem (Obr. 12), muskovitem, kalcitem a dickitem. *Křemen* je obsažen ve dvou za sebou následujících generacích žil, přičemž první generace žil má někdy vyvinutou růstovou zonalitu (ve svém středu a uzavírá v sobě velké množství pevných inkluzí, podle čehož se dá odlišit i makroskopicky; Obr. 13a). Obě generace sledují trend růstové kompetice a jejich krystaly hrubnou do středu žiloviny se současným zráním tvaru (Bons et al., 2012). Jsou významně postižené deformací, která zapříčiňuje rekrytalizaci menších žilek na hrubozrnnější krystaly a jejich prolínání se silicifikovanou okolní horninou, také undulační zhášení a vývin tlakových švů.



Obr. 12: Vztah druhé generace chloritové a první až druhé generace křemenné žiloviny. A) Precipitace chloritové žiloviny na okraji křemenné žíly. Foto terén, metavulkanity JP cca 200 m od lokality Petrov. B) Polyfázová hydrotermální žila, detail. Je vidět vějířovité agregáty muskovitu, starší než chlorit, ale mladší než křemen, a také zonalitu alteraci plagioklasu. Foto optický mikroskop, procházející světlo, IIN. Vysvětlivky: MB – bazické metavulkanity, arg – argilitická alterace, karb – karbonatizace.

Jelikož podle zjištěných texturních vztahů jednotlivých žil v rámci výbrusů a charakteristických asociací vázaných na ně minerálů jsme mohli dobře korelovat každou žílu se sukcesním schématem, navrženým Morávkem (1971) (Obr. 3), dále v textu uvádím u popisovaných fází a minerálů žiloviny jejich příslušnost odpovídajícímu mineralizačnímu stádiu.

Idiomorfní krystaly arzenopyritu polygonálních tvarů se daly nalézt v křemenné žilovině první generace, společně s karbonáty a chloritem 4. stádia, a tudíž přiřazují vznik arzenopyritu mezi vznik křemene v 3. stádiu a začátek 4. stádia (Obr. 15b, c, d). Arzenopyritové krystaly mají velikosti 1 až 3 mm a jsou na obou lokalitách postižené křehkou deformací, jejíž výsledkem byl vznik trhlín až úplná frakturace krystalů. Daný proces proběhl brzy po krystalizaci dané fáze, před precipitací pozdějších minerálů. Na lokalitě Petrov se dala zaznamenat slabá zonalita složení, projevující se zvýšením obsahu arzenu na okrajích velkých krystalů, konkrétně z 0,92 na 0,95 at%.



Obr. 13: Dvě generace křemenných žilek, lokalita Petrov. a) Lze vidět, že první generace křemenných žilek je tmavší, druhá generace je seče pod úhlem cca 45°. Foto vzorek z počátečního překopu štolý Petrov, JZ bok. П ppy – porfyr, alterovaný v propylitické zóně. b) Křemenná žilka druhé generace seče žilku první generace ve stejném směru, odlišuje se od ní absencí plynokapalných inkluzí a „čistším“ vzhledem. Žilce první generace také náleží hydrotermální albit. Pozdní karbonátová žilka (4. nebo 5. stádium) proniká v kolmém směru.

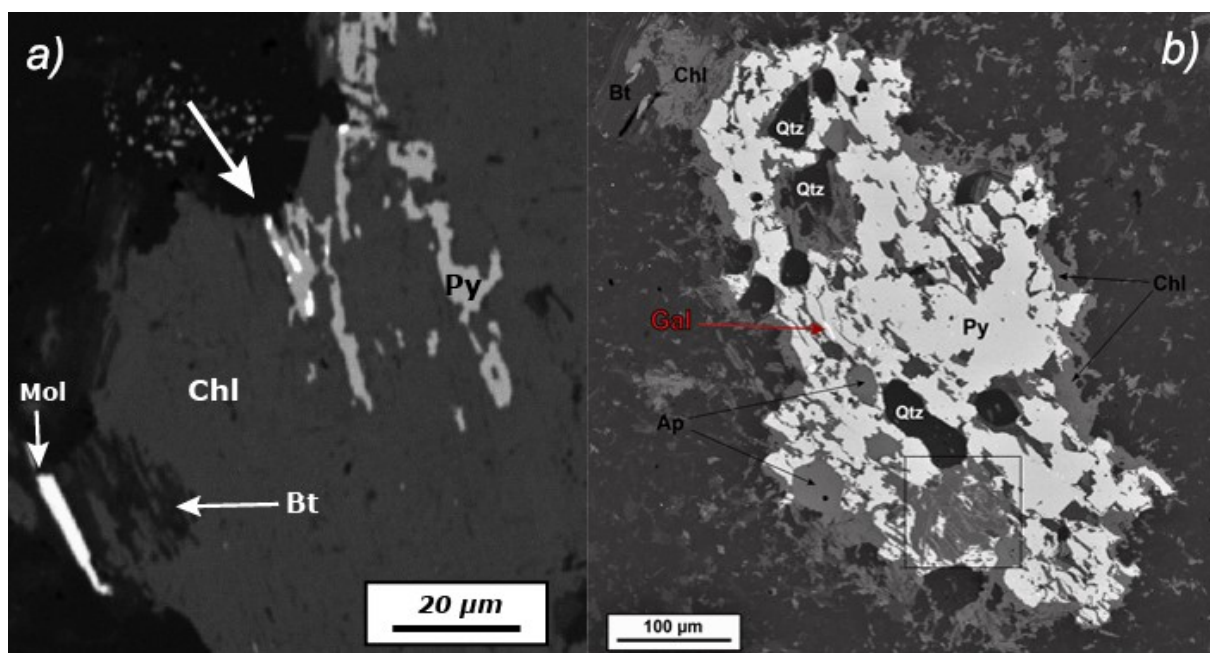
Vtroušenou mineralizaci tvoří idiomorfně omezené krystaly pyritu a arzenopyritu (Obr. 17). Přítomnost zrn rutilu v podobě inkluzí při blízkém výskytu chloritu nebo jeho dál alterovaných produktů, může svědčit o krystalizaci arzenopyritu po průběhu chloritizace biotitu. Proto můžeme předpokládat, že ke vzniku daného typu zrudnění došlo až ve 4. mineralizačním stádiu (Obr. 17b, c). Pyrit v daném typu mineralizace byl často spojen s pozdními kalcitovými nebo dickitovými žilkami, takže náleží 5. a 6. stádiu.

Výskyt drobných, maximálně 25 μm velkých zrn zlata první generace (79 až 87 at.% Au) bylo nalezeno uvnitř křemenných žil 3. až 4. stádia, společně s pyrhotinem, arzenopyritem a galenitem (Obr. 15), takže náleží 3. mineralizačnímu stádiu. Pyrhotinová zrna se ve většině charakteristik podobají již popisovaným agregátům v žilách porfýru (Obr. 8, 9a) a předpokládám, že jejich vznik a frakturace proběhla ještě před hydrotermální mineralizací. Pyritové idiomorfně omezené krystaly (3. stádium) vznikaly před krystalizací hlavního masívu křemenné žiloviny, jenž náleží 3. stádiu (Obr. 15b). Ryzí zlato druhé generace nižší ryzosti (69 at.% Au) podobných velikostí (10-25 μm) bylo zaznamenáno jen ve vnitřních partiích křemenných žil (3. stádium), v trhlinách, porušujících arzenopyrit. Je doprovázeno chloritem (4. stádium), galenitem a pozdními karbonáty dolomitového složení (Obr. 16).

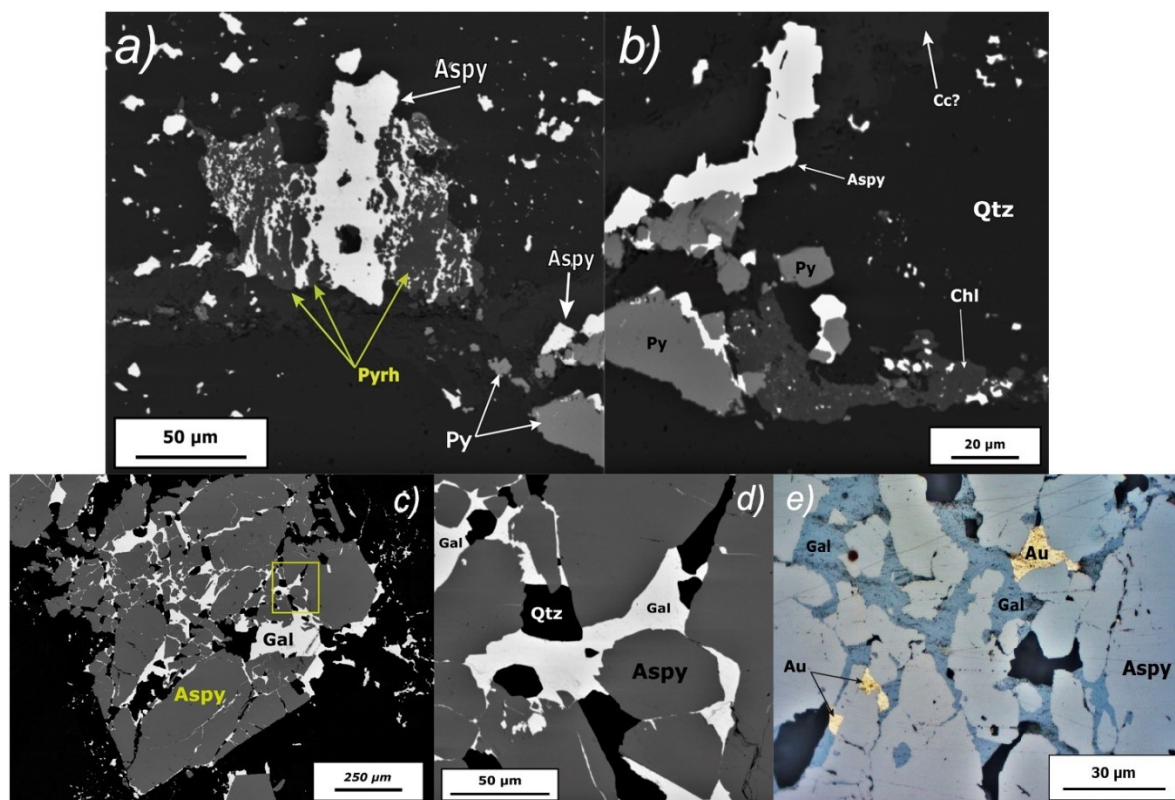
Na okraji dřív popisovaného pyritového agregátu (Obr. 9b) můžeme vidět sféroidální noduli, pozůstávající z rudních minerálů druhé části 4. mineralizačního stádia. Prvním z nich vznikl chalkopyrit, těsně následovaný krystalizací galenitu a většího množství tetraedritu, jenž i dotváří specifický tvar tohoto polyfázového agregátu. Poslední v sukcesi byla krystalizace

karbonátové žiloviny, patřící 5. mineralizačnímu stádiu. Vzhledem na propagaci dané žiloviny uvnitř pyritového agregátu a lokální alterace biotitu na chlorit, můžeme předpokládat, že popisovaná nodule vznikla *in situ*.

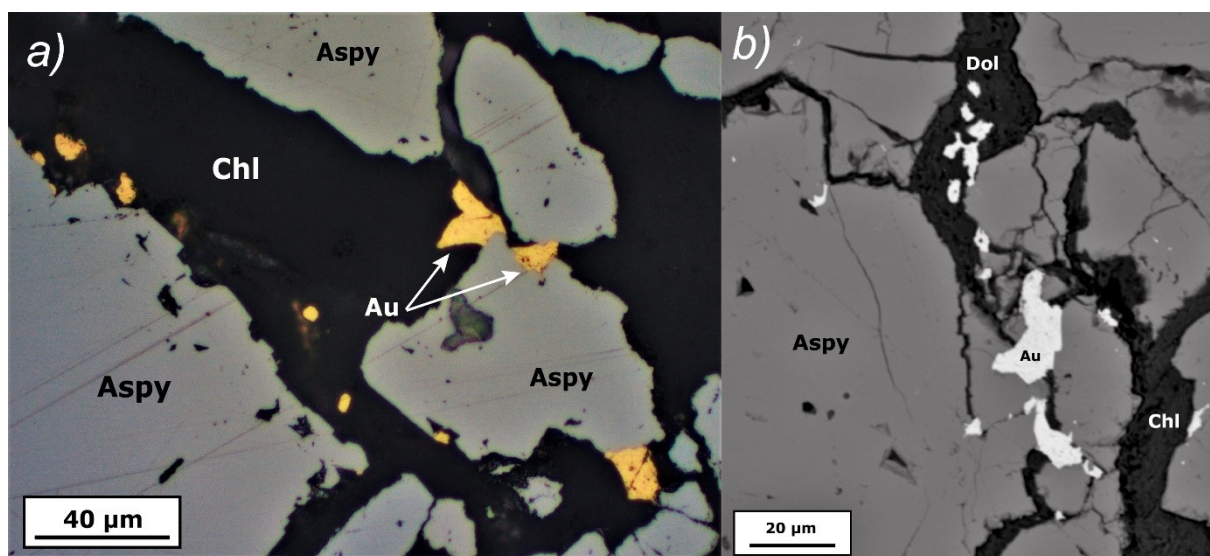
Výskyt pyritu společně s molybdenitem, galenitem a sfaleritem je často spojen s alterací biotitu na chlorit. Rudní fáze se vyskytují v podobě protažených krystalů nebo jako řetězce drobných zrn, kopírujících orientaci ploch kliváže, patrných v reliktu biotitu (Obr. 14a). Li et al. (1998) popisuje podobný mechanismus vzniku sulfidů podle mezivrstevních prostorů během alterace biotitu jakožto redistribuce Fe a přínos S a jiných kovů hydrotermálními fluidy. Následně sulfidy precipitují v mezivrstevním prostoru balíčků fylosilikátů, jenž slouží jako cesty difuze fluid. V některých místech je přísun materiálu pro tvoření sulfidu tak velký, že novotvořené fáze celkem pohlcují hostitelské minerály (biotit a chlorit) (Obr. 14b). Veškeré tyto rudní minerály řadím k druhé části 4. mineralizačního stádia dle Morávka (1971).



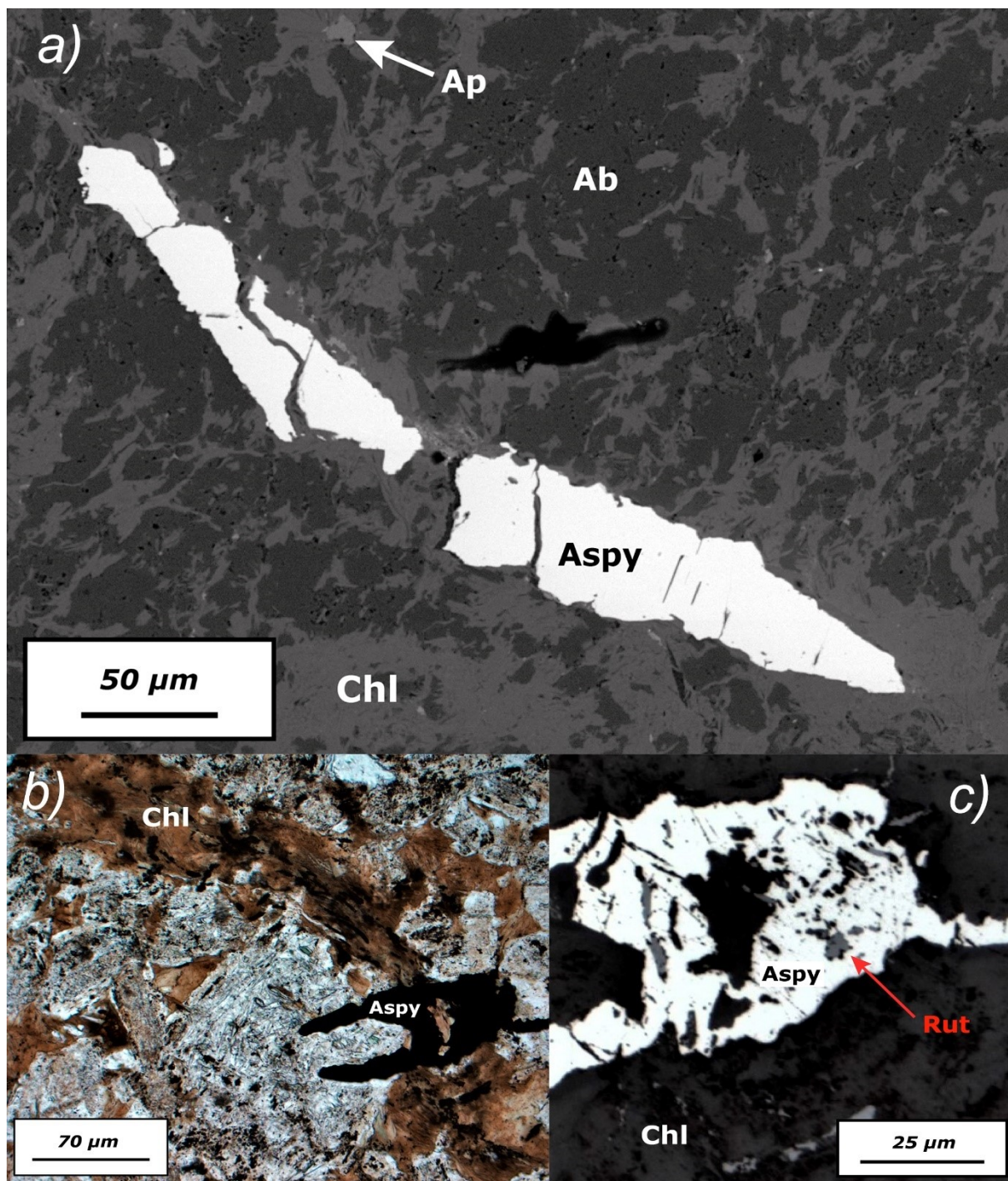
Obr. 14: Precipitace sulfidů uvnitř chloritizovaného biotitu. a) Detail růstu sulfidů v mezivrstevním prostoru. Šípkou jsou naznačená čočkovitá protažená zrna molybdenitu uzavřená v pyritu, jehož krystaly se prorůstáním spojily. SEM, BSE. b) Destruktivní růst pyritu, jenž přivedl k úplné ztrátě tvaru alterované části vyrostlice. Rámečkem je naznačená alterovaná Fe-Ti fáze z obrázku č.5. SEM, BSE.



Obr. 15: Rudní mineralizace 3. a 4. stádii. a) Agregát pyrotinu magmatického stádia s arsenopyritem, vyhojujícím tahové trhliny a pyritem. Foto SEM, BSE. b) Idiomorfnní pyrit s arsenopyritem, v spojení s chloritovou a kalcitovou žilkami. Foto SEM, BSE. c) Křehce porušený krystal arsenopyritu s pozdějším galenitem. Detail vyznačené oblasti je na následujícím obrázku. Foto SEM, BSE. d) texturní vztah arsenopyritu, křemenné žiloviny 4. stádia a galenitu. Foto SEM, BSE. e) Ryzí zlato, vyplňující pukliny v arsenopyritu. Foto optický mikroskop, odražené světlo.



Obr. 16: Zlato v trhlínách arsenopyritu, na lokalitě Petrov. a) Ryzí zlato, náležící 3. stádiu. Foto optický mikroskop, odražené světlo. b) Ryzí zlato 3. stádia s chloritovou a dolomitovou žilovinou. Foto SEM, BSE.

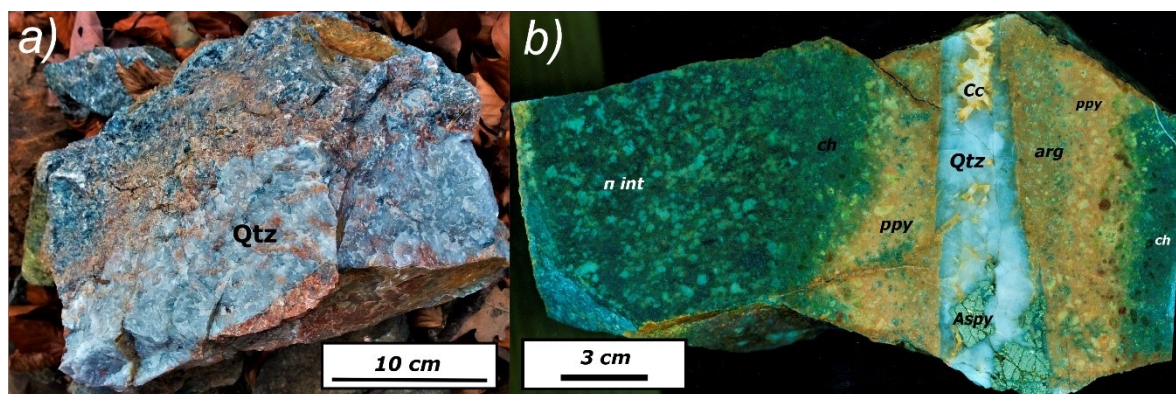


Obr. 17: Impregnace arzenopyritu v alterovaném porfyru. a) foto SEM, BSE. b) foto optický mikroskop, procházející světlo, IIN. c) Detail předchozího obrázku. Lze vidět, že arzenopyrit v sobě uzavírá krystaly rutilu, oddělené z biotitu při destruktivní alteraci, z čehož vyplývá, že vznik arzenopyritu daného stádia postdatuje alteraci biotitu. Foto optický mikroskop, odražené světlo, IIN.

6.4. Alterace a hydrotermální přeměny

Granodioritový porfyr byl postižen různě intenzivní hydrotermální alterací, která prostorově koreluje s množstvím hydrotermálních žil/žilek v hornině. Veškeré přeměny můžeme rozdělit do čtyřech zón podle minerálních asociací: *propylitickou*, *fylickou*, *silicifikační* a *argilickou* (Damian, 2003; Li et al., 2011; Zhang et al., 2017) a celá sukcese alterace je následující (směrem od žíly): argilická zóna → fylická zóna → propylitická zóna → sericitizace. Jednotlivé alterační zóny se navzájem zastihují, bližší vůči žile alterační zóna koexistuje se sekundárními minerály ze zóny starší, se kterými tato koexistence je chemicky možná, např. karbonát se sericitem.

Na lokalitě Bohuliby každá alterační zóna má rozsah od stovky μm do několika mm, a celá alterovaná oblast je mocná maximálně první desítky cm (Obr. 18b). Na lokalitě Petrov alterační zóny jsou mocné několik cm až desítky m a projevují se jako různé zbarvení horniny (červená – karbonatizace \pm argilizace, bílá – argilizace, zelená – chloritizace). Často mezi nimi jsou vyvinuté tektonické kontakty (Obr. 18a).



Obr. 18: Rozsah alterace na studovaných lokalitách. a) Lokalita Petrov, v okolí žíly se nachází mocná propylitická alterační zóna. Je vidět křemenná žíla první generace (tmavá). Foto terén u průzkumné štoly Petrov. b) Lokalita Bohuliby, je patrná dobře vyvinutá zonalita s neostrými okraji mezi zónami, v okolí polyfázové hydrotermální žíly. Arg – argilická zóna, ppy – propylitická (karbonatizace), ch – chloritizace, π int – nealterovaný porfyr. Foto vzorek ze žilníku Václav, Bohuliby 2. patro.

Sericitizace zapříčiňuje vznik jemnozrnného sericitu uvnitř vyrostlic živců. Podle Meideno a Alistair (1996) je *sericitizace* nejběžnějším alteračním procesem, postihujícím plagioklas v plutonických granitoidních horninách brzy po solidifikaci za dosažení teplot 600 až 400 °C. Rozmístění alteračních produktů v daném případě je dáno systémem mikrotrhlin, vzniklým hydraulickým frakturováním krystalu.

V detailu bylo možno pozorovat následující formy/typy sericitické alterace. Prvním je rozmístění lístkovitých krystalů sericitu skoro výhradně v jádře vyrostlice, v případě nerozlišitelné zonality složení při pozorování pomocí optického mikroskopu (Obr. 19a). Druhým typem je asociace sericitových krystalů s puklinami a/nebo tenzními trhlinami napříč

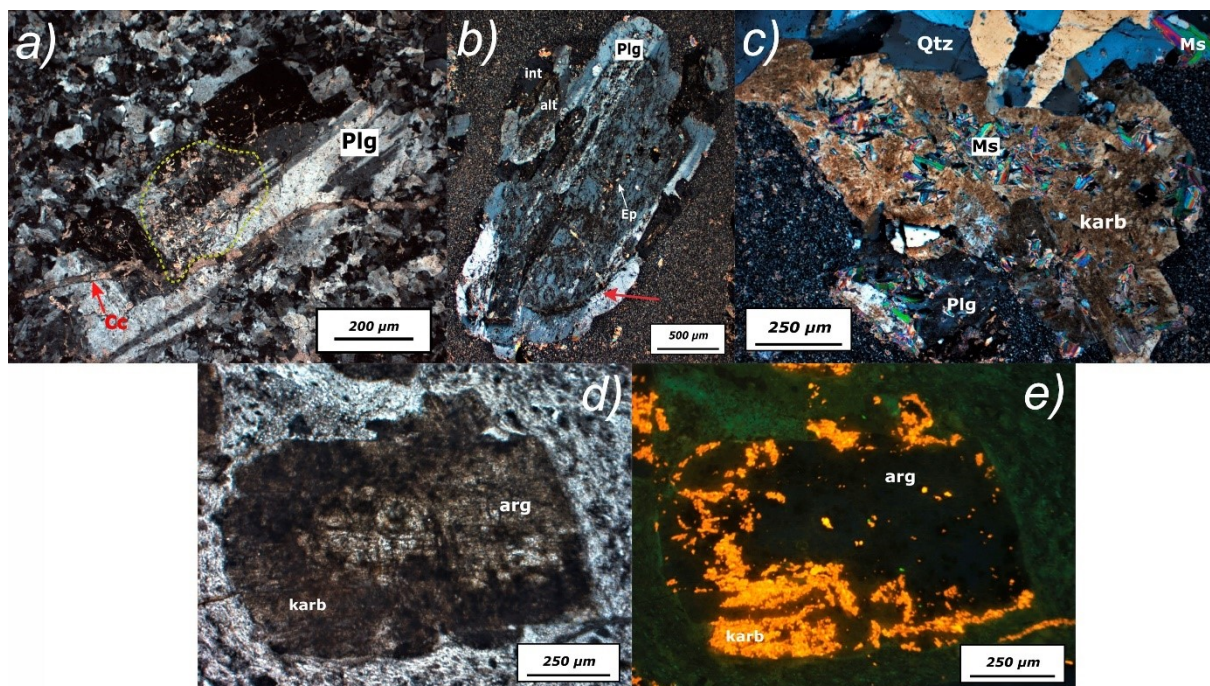
krystalem živce. Ve specifických podmínkách (proximální umístění vůči hydrotermální žíle) se sericit za zvětšení krystalů a destrukci původní vyrostlice mění na vějířovitý muskovit (Obr. 19c). Vodítkem pro nahrazování hmoty vyrostlic živců je prostorová variabilita jejich složení v rámci jednoho krystalu. Společně se sericitem bohatší Ca oblasti napadá také epidot, vytvářející obtížně pozorovatelná zrna s vysokým reliéfem, jejichž seskupení podle trhlin se jeví jako černé zbarvení zón uvnitř plagioklasových vyrostlic (Obr. 10a) nebo jako drobné krystaly s vysokými interferenčními barvami ve zkřížených nikolech (Obr. 18b).

Iniciálním mechanismem *propylitické alterace* je *albitizace* a spojená s tím *karbonatizace*, jenž se vyznačuje vyluhováním vápníku se struktury plagioklasu a přechodem zbylé hmoty na albit. Ve většině případů alterační kalcit tvoří výplň prasklin a roztroušené agregáty uvnitř vyrostlic živců (Obr. 18d, e), nebo zrna na okraji primárních fází. Při vysoké intenzitě alterace novotvořený karbonát rekrystalizuje na velká zrna a zapříčiňuje významnou ztrátu tvaru původního krystalu (Obr. 18c).

Biotit podléhal přeměně na chlorit a na základě pozorování můžeme rozdělit alterační chlority na dvě odlišné generace. První generace chloritů vznikla *chloritizací* biotitových krystalů. Původní složení se dá prokázat výskytem reliktní biotitu v podobě pevných uzavření v chloritu. Druhá generace chloritů je výsledkem *silicifikace* rozpadových Fe-Ti krystalů. Při tom probíhají dvě reakce – ilmenit se mění na rutil za odnosu železa a magnetit na Fe-bohatý chlorit přísunem SiO₂ a Mg (Obr. 4b). Obě novotvořené fáze zachovávají tvar původní struktury, ovšem často dochází ke změnám objemu, což se vyznačuje roztržením a zaškrcováním lamel a současným rozplynutím a roztékáním hranic útvaru.

Za pozdější *fylické alterace* minerální asociace v základní hmotě i ve vyrostlicích se mění na *křemen + sericit*. Dochází k opakované sericitizaci vyrostlic živců až k úplnému vymizení oblastí s původním složením a nahrazení sericitem živců v základní hmotě. Biotitové vyrostlice menší velikosti, přeměněné na chlorit v rámci propylitické alterace, se kompletně mění na hrubozrnný křemen.

Jílové minerály skupiny kaolinitu, nalezené v rámci dané práce rovněž v spojení s hydrotermálními procesy, jsou podstatou tzv. *argilické alterace*. Novotvořený minerál (nejspíš se jedná o dickit) se vyskytuje v podobě roztroušených jemnozrnných agregátů po celé struktuře krystalů živce a pak i celkem nahrazuje jejich hmotu, přičemž se zachovává tvar vyrostlice a v některých případech i lamelování podle albitového zákona.



Obr. 19: Výsledky alteračních procesů, postihujících sodno-vápenaté žilce. a) Sericitizace jádra nezonální vyrostlice v návaznosti na probíhající kalcitovou žilku (hranice vyznačená žlutou přerušovanou čarou). Foto optický mikroskop, procházející světlo, xN. b) Selektivní sericitická alterace, s alterovaným jádrem (alt) a čerstvým okrajem krystalu (int). Všimněte si alterační epidot v podobě řetězového seskupení xenomorfních krystalů a zaoblení jádra, vyznačeného červenou šipkou. Foto optický mikroskop, procházející světlo, xN. c) Destructivní alterace vyrostlice plagioklasu u křemenné žilky na směs karbonátu a hrubozrnného muskovitu. Foto optický mikroskop, procházející světlo, xN. d) Úplné nahrazení vyrostlice žilce dickitem a karbonátem, se zachováním původního tvaru. Foto optický mikroskop, procházející světlo, IIN. e) Totéž, foto CL.

Intenzivnější alterace propylitického stádia je spojená, jak bylo zjištěno z terénních pozorování, s makroskopickou změnou barvy alterované horniny. Původně černá až černo-zelená barva (v případě chloritizace biotitů) se mění na červenou až červenohnědou. Plümper a Putnis (2009) uvádí, že změny barvy žilců na červené odstíny se uskutečňují při draselné alteraci. Důvodem je precipitace submikronových zrn hematitu uvnitř krystalů ortoklasu, nahrazujících oligoklas v základní hmotě v popředí alteračního frontu. Jelikož během pozorování vzorků v optickém mikroskopu byla k vidění červenohnědá jemnozrnná hmota, roztroušená v krystalech žilce jak v populaci vyrostlic, tak v základní hmotě, můžeme předpokládat, že ve studovaných horninách došlo ke stejnému procesu.

7. Fyzikálně-chemické podmínky vzniku rudní mineralizace

7.1. Arzenopyritová termometrie

Pro přesnější stanovení podmínek vzniku studované rudní mineralizace jsem použil arzenopyritový termometr. Kretschmar a Scott (1976) uvádí, že díky svým refrakturním vlastnostem arzenopyrit je vhodný na termometrii, jelikož při změně teplotně-tlakových podmínek nedojde k jeho rychlé reekvilibraci, jak tomu tak je u jiných sulfidů. Vzhledem na to, že na studovaných lokalitách arzenopyrit je druhou nejhojnější rudní fází a vyskytuje se společně s jinými rudními minerály, jeho využití jako termometru jednotlivých mineralizačních stádií je víc než logické.

Naše výpočty jsme vykonávali podle průběhu fázových rozhraní v diagramu z práce Kretschmar a Scott (1976). Arzenopyrit, náležící krystalizačnímu stádiu 3, má teploty krystalizace $353 \pm 20^\circ\text{C}$ pro jádro a $387 \pm 15^\circ\text{C}$ pro okraj krystalů (jenom lokalita Petrov, blízko kontaktu s alterovaným ryolitovým porfyrem). U arzenopyritu ve vtroušené mineralizaci, patřící stádiu 4, jsou teploty nižší, a to přibližně $313 \pm 19^\circ\text{C}$. Data jsou k dispozici v Příloze 3, Tab. 1.

7.2. Biotitová termometrie

Teplotní podmínky vzniku biotitu, obsaženého ve hornině, můžeme zjistit pomocí termometrů založených na vztahu poměru X_{Mg} , což je $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ a obsahu Ti. Na výpočet teploty krystalizace byl použit empirický vzorec podle Henry et al. (2005). Analýzy biotitů byly přepočteny na 22 kyslíkových atomů.

Magmatické vyrostlice biotitu v porfyru vznikly přibližně za 720°C , krystaly v základní hmotě krystalovaly za teplot 680 až 500°C . Zrna biotitu, uzavřená v allanitu, který je součástí miarolitických dutin, vznikala v intervalu 620 až 590°C . Data jsou k nahlédnutí v Příloze 3, Tab. 2.

7.3. Chloritová termometrie

Pro zjištění teplot vzniku dalších mineralizačních stádií a spojených s nimi alterace jsem použil chloritovou termometrii. Chloritová termometrie je založená na rozmístění atomů hliníku na tetraedrických nebo oktaedrických pozicích, a/nebo poměru Fe/Mg. Empirické vzorce pro tyto výpočty odvodilo mnoho autorů (např. Cathelineau & Nieva, 1985; Zang a Fyfe, 1995; Cathelineau, 1988; Jovett, 1991).

Chlority, jež jsou alteračním produktem biotitu, se vytvořily za teplot $288 \pm 39^{\circ}\text{C}$ pro lokalitu Petrov a $293 \pm 26^{\circ}\text{C}$ pro lokalitu Bohuliby, takže obecně teplota chloritizace na studovaných lokalitách je cca 290°C . Teploty alterace biotitu asociovanému s Fe-Ti krystaly jsou různé, 245°C pro Petrov a 316°C pro Bohuliby. Chloritové žilky, vzniklé během stádia č.4, mají průměrnou teplotu vzniku $301 \pm 11^{\circ}\text{C}$.

Data jsou k nahlédnutí v Příloze 3, Tab. 3.

8. Krystalizační stádia - shrnutí

Před sestavením uceleného schématu musím vyjasnit vztah alterací vůči mineralizačním stádiím, pro to použiji již uvedené informace v předešlých kapitolách.

K sericitizaci došlo hned po vykrystalování magmatické minerální asociace, ještě před vznikem hydrotermální mineralizace.

Hlavní fáze chloritizace biotitu proběhla společně, nebo brzy po 4. mineralizačním stádiu, o čem vypovídají teploty, zjištěné termometrickými výpočty a uvedené v literatuře (Zachariáš et al., 1997). Stejně tak termometrická data biotitů mohou svědčit o jednom epizodickém procesu krystalizace miarolitických útvarů a naopak, vykrystalování biotitových zrn v základní hmotě probíhalo během celé doby chladnutí magmatu ze cca 700°C na 500°C .

Karbonatizaci živců můžeme spojit s 2. až 4. mineralizačním stádiem, jelikož během něj byla zaznamenána nejvyšší aktivita CO_2 , projevující se jako plynné inkluze v křemenné a karbonátové žilovině (Zachariáš et al., 2013).

Na základě vyšetřených vztahů a zjištěných informací jsem sestavil dva sukcesní schémata krystalizace minerálů, společné pro obě lokality. První je pro magmatickou minerální asociaci, druhé je pro hydrotermální mineralizaci. Daná schémata jsou k nalezení v Příloze 1 a 2.

9. Diskuse

9.1. Granodioritové porfyry v Jílovském rudním revíru v kontextu variské orogeneze

Je nutno podotknout, že studované žíly granodioritového porfyru, i přesto, že zlatonosná mineralizace je s nimi v těsném prostorovém vztahu, nejsou s ní přímo geneticky spojené. Horninové žíly vystupují zde jen jako nositel hydrotermálních žil, nikoliv jako příčina jejich vzniku, o čem vypovídá několik faktorů:

- 1) Velký rozdíl ve stáří vzniku horninových a hydrotermálních žil zlatonosné mineralizace. Morávek et al. (1969) uvádí, že žíly porfyru, pokračující na VJV od lokality Bohuliby ke kontaktu se sázavskou a požárskou suitou SČP, intrudují jenom do sázavské suity a v požárské zcela chybí, na rozdíl od žil lamprofyrů (minety a kersantity), které jsou přítomny v obou typech granitoidů. Stáří sázavské suity je 354 Ma (Janoušek a Gerdes, 2003) a požárské 351 ± 11 Ma (Holub et al., 1997a). Tím pádem studované porfyry museli intrudovat v tomto intervalu. Podle Zachariáše et al., (2013) je stáří hlavního, 2. mineralizačního stádia v jílovském rudním revíru je $339,0 \pm 1,5$ Ma, což časově odpovídá vmístění žil lamprofyrů a období ultravysokodraselného magmatismu (Janoušek a Holub, 2007), svědčí o rozdílu v cca 12 až 15 Ma mezi zlatonosnou mineralizační událostí a intruzí studovaných porfyrů.
- 2) Teploty krystalizace rovněž dávají najevo o nesoučasném vzniku a vývoji porfyrů a zlatonosné mineralizace. Vypočtená teplota raných fází solidifikace obsahu miarolitické dutiny v porfyru, jakožto možného kandidáta na útvar, vzniklý míšením chladnoucího magmatu s raným hydrotermálním fluidem, je stále příliš vysoká (cca 600°C) na to, aby se její vznik dal považovat za soudobý s ranými stádii hydrotermální aktivity v Jílovském rudním revíru (cca 350°C dle Zachariáš et al., 1997; Zachariáš et al., 2013), nebo cca 300°C (tato práce).
- 3) Sporným tak zůstává původ raných sulfidů, nalezených v asociaci s fenokrysty plagioklasu a miarolitickými dutinami (Bohuliby). Hypoteticky by se dalo předpokládat, že jejich vznik je spojen s 1. hydrotermálním mineralizačním stádiem, přičemž Zachariáš et al. (2013) přímo uvádí, že 1. a 2. mineralizační stádia můžou být časově oddělená, ale stádia 2 až 5 tvoří jeden kontinuální proces. Výskyt agregátů biotitu v inkluzích pyritu dané generace (Obr. 10b, c), je možným důkazem současné nukleace „vyrostlic“ pyritu a krystalizace základní hmoty porfyru. Vypočtená teplota vzniku těchto biotitových krystalů (cca 500°C ; tato práce) vypovídá o mnohem vyšší teplotě krystalizace, než je

uváděná pro 1. mineralizační stádium v literatuře. Nahrazování pyrhotinu markazitem rovněž nemůže být na dané etapě poznání jednoznačně vysvětleno. Qian et al. (2011) popisuje mechanismus podobného nahrazování jako výsledek nízkého pH interagujícího s pyrhotinem roztoku, nebo deficit disulfidických aniontů. Dále uvádí, že novotvořené krystaly markazitu vzniklé za hodnot pH vyšších než 3,96 vykazují náhodnou krystalografickou orientaci, kterou můžeme pozorovat i v našem případě. Koexistence agregátů markazitu s nedokonale nahrazenými relikty pyrhotinu a krystaly magnetitu v rámci jedné miaroly (což je nepravděpodobný stav kvůli nesousedícím polím stability všech třech fází v rámci systému, definovanému fO_2 a fS_2 , Holland, 1959), můžeme považovat za zatím nepříliš objasněnou anomálii.

- 4) Posledním zatím neobjasněným faktem je absence W, Bi a Bi-Te fází ve vzorcích z obou studovaných lokalit, zatímco v jiných částech jílovského rudního revíru byly tyto fáze popsány (Morávek et al., 1969; Morávek, 1971; Zachariáš et al., 1997; Zachariáš et al., 2013).

9.2. Mineralogické indicie pro původ zdrojového magmatu

Chemické složení žilných porfyrů a podmínky jejich vzniku nebyly dosud detailně studovány. Níže uvádím několik pozorování, jež by bylo vhodné doplnit o studium celkového chemismu porfyrů (zatím nebylo realizováno)..

První známkou možného atypického složení a původu magmatu jsou miarolitické dutiny s allanitem a bastnesitem (nabohaceným LREE; Obr. 7, 11). Tyto dutiny jsou obecně častější v granitických pegmatitech, kde vznikají kombinací metasomatické reakce, magmatické krystalizace a postmagmatické hydrotermální rekrystalizace, přičemž nejspíš reprezentují nedokonale rozpouštěné reziduální frakce taveniny přesycené (až 30 hm. %) volatilními složkami (Thomas, et al., 2009). Černý et al. (2012) uvádí, že miarolitické granitické pegmatity s významným obsahem REE, a hlavně HREE jsou derivované z A-typu granitů, jenž jsou peralkalického složení a ty jsou typické pro prostředí intrakontinentálních riftů (Macdonald, 1974). Bea (1996) podobně zmiňuje, že akcesorická asociace s obsahem bastnesitu a allanitu je charakteristická pro peralkalické granitoidy. Jelikož vznik hornin s podobnými charakteristikami je velice nepravděpodobný během raných fází intruze SČP, patřících k vápenato-alkalické suitě (Žák et al., 2005), musíme navrhnout jiný zdroj magmatu a proces vzniku studovaných hornin, které by mohly sloužit jako zdroj inkompatibilních složek a fluoru,

a zároveň by měly vysoké aktivity CO_2 a H_2O , které by umožnili vyloučení dostatečného množství fluid pro vznik miarol.

Druhou známkou je vysoký obsah K_2O , jenž dosahuje až 3,5 hm.% v nealterované části horniny, poměr $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ pod 2 a velmi nízký obsah MgO , pod 0,2 hm.% (data jsou k dispozici v Příloze 3, tab. 4). Je nutno říct, že žádná z raných intruzí v rámci SČP nemá podobné geochemické charakteristiky. Blíží se jim ale mladší intruzivní granity, např. blatenská suita nebo říčanská (Holub et al., 1997b; Janoušek et al., 2000).

Třetí známkou je akcesorický výskyt ulvöspinelu, jenž je charakteristický pro mafičtější magmata (např. kimberlity – Chakhmouradian a Mitchell, 2000; nebo karbonatity – Ivanyuk et al., 2017), nejspíš patřící k ilmenitové sérii nebo k ilm-mt přechodu (Ishihara, 1977). Asociace této fáze s biotitem je známkou toho, že k její krystalizaci došlo v raných stádiích vývoje magmatu, ale později, než byla krystalizace apatitu a zirkonu (obě fáze se vyskytují jako inkluze v Fe-Ti agregátech).

Jako možné řešení výše popsaných faktů jsou mafické až ultramafické horniny, označované jako lamproity, neboli ultradraselné horniny I. skupiny (Foley et al., 1987). Jsou charakteristické obsahem K_2O a MgO nad 3 hm.%, poměrem $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ a ze všech ultradraselných hornin jsou nejvíce obohaceny o LREE. Pocházejí z ochuzeného pláště za H_2O a F saturovaných a chudých na CO_2 podmínek, přičemž Ti, Ba a Nb zůstávají v reziduu kvůli své kompatibilitě. Ovšem vzhledem na zmíněné množství MgO , TiO_2 a také poměr $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ve výsledných porfyrech nemůžeme vznik porfyrů přímo odvozovat od lamproitů.

Důležitým úkazem, naznačujícím jisté anomální chování zdrojového magmatu porfyrů během jejich krystalizace, jsou korozní struktury vyrostlíc křemene (Obr. 5). Nutno zmínit, že k jejich frakturaci a následné resorpci došlo ještě před krystalizací lemu vyrostlíc plagioklasu, jelikož poslední vykazují resorpční zaoblení (např. jako v Mashima, 2004) jen ve vnitřních zónách některých vyrostlíc (Obr. 19b). Paradoxně, vyrostlice biotitu a biotitová komponenta základní hmoty porfyrů resorpcí postižená pravděpodobně nebyla. Müller et al. (2010) uvádí, že ke vzniku podobných resorpčních struktur v křemenu dochází buď za izotermální dekomprese během adiabatického výstupu magmatu a odmísení H_2O z taveniny a tavení už vzniklých krystalů, nebo za míšení magmat. Intruze teplejšího, mafičtějšího magmatu do hlubších partií magmatického krbu může způsobit zvýšení tlaku plynů a spustit výstup parentálního magmatu. Podle Bineli Betsi et al. (2010) ke fragmentaci krystalů křemene rovněž dochází při explozivní dekompresi, spojené s výstupem smíšeného magmatu.

Hypotézu o mísení magmat rovněž podporuje hojný výskyt magnetitu uvnitř miarolitických dutin, což může znamenat, že Fe se v dané fázi krystalizaci chovalo inkompatibilně a migrovalo do odmišleného fluida. Jelikož jsme dříve ustanovili, že zdrojové magma nejspíš patřilo ilmenitové sérii, přinesení dalšího materiálu s nadměrně vysokými obsahy Fe^{3+} hypoteticky mohlo spustit jak oxidaci ulvöspinelu, tak i oddělení značného množství dodaného Fe do fluida, kde při poklesu teploty krystalizoval magnetit.

Vzhledem na výše uvedené informace, můžeme navrhnout následující model vzniku studovaných porfyrů. Při subdukci oceánské kůry saxothuringského oceánu pod TBO (Schulmann et al., 2009) došlo k dehydratačnímu tavení metasedimentárních sekvencí a tyto nově vzniklá magmata kontaminovala astenosférický plášť korovým materiálem a H_2O s následujícím hydratačním tavením (např. Bizimis et al., 2000), což vedlo k relativnímu nabohacení taveného plášťového klínu v LREE a K_2O a jeho významné hydrataci. Intruze těchto nově vzniklých magmat do vyvíjejícího se magmatického krbu SČP, vyvolala mísení místního magmatu I-typu (Janoušek et al., 2000) (obsahujícího vykrystalované biotitové, plagioklasové a křemenné vyrostlice) s vmístěným ultradraselným, což za zvýšení teploty spustilo pokles rozpustnosti fluida a následné oddělení těkavých složek s inkompatibilními prvky do fluidní fáze (H_2O z dodaného a mateřského magmatu, což přivedlo k přesycení fluidem) v podobě miarolitických bublin, zachycených na povrchu biotitových vyrostlic. Poté následoval izotermální, dekompresní výstup těchto hybridních magmat do jejich dnešního mělkého umístění, což je zaznamenáno jak vývojem křemenných vyrostlic, tak i granofyrickou texturou, popsanou na lokalitě Petrov (Obr. 6). Jelikož přínos materiálu a fluida z tavených metasedimentárních submarinních sekvencí byl mnohonásobně nižší, než při následující po něm subdukci a vysokoteplotní metamorfóze kontinentální kůry saxothuringika (Janoušek a Holub, 2007), výskyt vzniklých daným procesem ultradraselných hornin je velmi omezený.

Výsledkem popsaných procesů jsou hybridní horniny, nesoucí známky jak vápenato-alkalického, tak i vysokodraselného trendu vývoje magmat. Ovšem pro ověření, nebo zamítnutí představené hypotézy, je nutné ji doložit geochemickými daty (hlavní, stopové prvky, REE, příp. i izotopy).

10. Závěr

V rámci dané práce byly vyšetřeny vzájemné sukcesní, texturní a některé genetické vztahy mezi minerály žilných intruzivních porfyrů a prostorově na ně vázaného zlatonosného zrudnění na lokalitách Petrov a Bohuliby-Z v jihozápadní části jílovského rudního revíru. Výsledkem je klasifikace studovaných hornin jakožto granodioritových porfyrů a definovaná krystalizační posloupnost jak horninové, tak i hydrotermální žilné a hydrotermální alterační parageneze. Horninové žíly granodioritového porfyru vznikaly v rozmezí teplot 700 až 500 °C. Zlato ze štoly Petrov má vysokou ryzost (až 87 at.% Au) a krystalizuje před galenitem, přičemž obě rudní fáze vyplňují spolu s chloritem, kalcitem a dolomitem trhliny v arzenopyritu. Podle minerálních termometrů arzenopyrit krystalizoval při 390 až 310 °C a chlorit při 300 °C. Studované Au mineralizace se v části ohledů podobají ložiskovému typu „orogenic gold“, v části znaků však jsou podobné i typu „intrusion-related-gold“.

11. Bibliografie

- Arehart, G.B., 1996. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: a review. *Ore Geol. Rev.* 11, 383-403
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; Implications for the chemistry of crustal melts. *J. of Petrology* 37, 3, 521-552.
- Bineli Betsi, T., Lentz, D.R., 2010. The nature of “quartz eyes” hosted by dykes associated with Au–Bi–As–Cu, Mo–Cu, and base-metal–Au–Ag mineral occurrences in the Mountain Freegold region (Dawson Range), Yukon, Canada. *J. of Geosci.*, 55, 347–368.
- Bizimis, M., Salters, V.J.M., Bonatti E., 2000. Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs. *Chem. Geol.* 165, 67–85
- Bons, P.D., Elburg, M.A., Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *J. of Struct. Geol.* 43, 33-62.
- Buddington, A.F., Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. of Petrol.* 5, 2, 310-357.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.* 23, 471-485.
- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 235-244.
- Černý, P., London, D., Novák, M., 2012. Granitic pegmatites as reflections of their sources. *Elements* 8, 289-294.
- Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.H., 2000. Occurrence, alteration patterns and compositional variation of perovskite in kimberlites. *The Canadian Miner.* 38, 975-994.
- Chang, Z., Meinert, L.D., 2004. The magmatic–hydrothermal transition—evidence from quartz phenocryst textures and endoskarn abundance in Cu–Zn skarns at the Empire Mine, Idaho, USA. *Chem. Geol.* 210, 149–171.
- Cline, J.S., Hofstra, A.H., Muntean, J.L., Tosdal, R.M., Hickey, K.A., 2005. Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geologic characteristics and viable models. *Soc. of Econ. Geol., Econ. Geol.* 100th Anniversary Vol., 451-484.

- Damian, F., 2003. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia* 48, 1, 101-112.
- Feduik, F., 2004. Alaskites and related rocks in the Proterozoic Jílové Belt of Central Bohemia. *Krystalinikum* 30, 27-50.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Rev.* 24, 81-134.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., Jonasson, I.R., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. in: Goodfellow, W.D., 2007. *Mineral deposits of Canada* Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. *Geol. Assoc. of Canada, Miner. Dep. Div., Spec. Pub.* 5, 141-161.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.* 18, 1-75.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann, S.G., Robert F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* 13, 7-27.
- Hart, C.J.R., 2007. Reduced intrusion-related gold systems in: Goodfellow, W.D., 2007. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods.* *Geol. Assoc. of Canada, Miner. Dep. Div., Special Publication* 5, 95—112.
- Hart, C.J.R., Baker, T., Burke, M., 2000. New exploration concepts for country-rock-hosted, intrusion-related gold systems: Tintina gold belt in Yukon. In: Tucker, T.L., Smith, M.T., eds., 2000. *The Tintina gold belt: concepts, exploration and discoveries.* *British Columbia and Yukon Chamber of Mines Spec. Vol.* 2, 145-172.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thompson, J.A., 2005. The Ti-saturation for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Am. Miner.* 90, 316-328.
- Holland, H.D., 1959. Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. I. Stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue metals. *Econ. Geol.* 54, 184-233.

- Holub F.V., Cocherie A., Rossi P., 1997a. Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planetes / Earth & Planetary Sci.* 325, 19-26.
- Holub, F.V., Machart, J., Manová, M., 1997b. The Central Bohemian Plutonic Complex: geology, chemical composition and genetic interpretation. *Sb. Geol. Věd., Ložisková Geol. Mineral.* 31, 27-50.
- Huston, D.L., 2000. Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits: Distribution, genesis, and exploration. *Gold in 2000, Soc. of Econ. Geol.* 13, 401-426
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27, 293–305.
- Ivanyuk, G.Y., Kalashnikov, A.O., Pakhomovsky Y.A., Bazai, A.V., Goryainov, P.M., Mikhailova J.A., Yakovenchuk, V.N., Konopleva, N.G., 2017. Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia. *Minerals* 7, 215, 1-28.
- Janoušek, V., Bowes, D.R., Rogers, G., Farrow, C.M., Jelínek, E., 2000. Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. *J. of Petrol.* 41, 4, 511-543.
- Janoušek, V., Gerdes, A., 2003. Timing the magmatic activity within the Central Bohemian Pluton, Czech Republic: conventional U-Pb ages for the Sázava and Tábor intrusions and their geotectonic significance. *J. Czech Geol. Soc.* 48, 70–71
- Janoušek, V., Holub, F.V., 2007. The causal link between HP-HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Proceedings of the Geologist's Association*, 118, 75-86.
- Jowett, E.C., 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, May 27-29, 1991*, p. A62 (Program with Abstracts).
- Kretschmar, U., Scott, S. D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Can. Miner.* 14, 364-386.

- Lang, J.R., Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Miner. Dep.* 36, 477-489.
- Li G., Peacor D.R., Essene E.J., 1998. The formation of sulfides during alteration of biotite to chlorite-corrensite. *Clays and Clay Min.*, Vol. 46, No. 6, pp. 649-657.
- Li, G., Li, J., Qin, K., Duo, J., Zhang, T., Xiao, B., Zhao, J., 2011. Geology and Hydrothermal Alteration of the Duobuza Gold-Rich Porphyry Copper District in the Bangongco Metallogenic Belt, Northwestern Tibet. *Res. Geol.* 62, No. 1: 99–118.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T.E., Drost, K., Gerdes, A., 2008. The Cadomian orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics* 461, 21-43.
- London, D., 1996. Granitic pegmatites. *Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh* 87, 305–319.
- Lowenstern, J.B., Clynne, M.A., Bullen, T.D., 1997. Comagmatic A-Type Granophyre and Rhyolite from the Alid Volcanic Center, Eritrea, Northeast Africa. *J. of Petrol.* 38, No. 12, 1707-1721.
- Mashima, H., 2004. Time scale of magma mixing between basalt and dacite estimated for the Saga-Futagoyama volcanic rocks in northwest Kyushu, southwest Japan. *J. of Volc.anology and Geothermal. Res.* 131, 333-349.
- Meideno, Q., Alistair R.A., 1996. Sericitization of plagioclase in the Rosses Granite Complex, Co. Donegal, Ireland, *Miner. Mag.* 60, 927-936.
- Morávek, P., 1971. Ložiskové poměry a mineralizace jílovského zlatonosného revíru. Sb. *Geol. Věd, řada LG* 13, 1-170
- Morávek, P., Morysek, A., Röhlich, P., Hubka, V., Potužák, V., Srb, M., Soukup, B., Fafejta, J., Pecka, V., Skřiván, J., Skřivánek, V., Pacovská, Z., Andres, F., Bouška, J., Bylová, I., Blüml, A., Oktábec, P., 1969. Závěrečná zpráva, Jílové u Prahy, surovina Au. Rudné doly n.p. Příbram, Geoindustria Praha.
- Morávek, P., Pouba, Z., 1987. Precambrian and Phanerozoic history of gold mineralization in Bohemian Massif. *Econ. Geol.*, 82, 2098-2114.

- Plümper, O., Putnis, A., 2009. The complex hydrothermal history of granitic rocks: multiple feldspar replacement reactions under subsolidus conditions. *J. of Petrol.* 50, No. 5, 967-987.
- Qian, G., Xia, F., Brugger, J., Skinner, W.M., Bei, J., Chen, G., Pring, A., 2011. Replacement of pyrrhotite by pyrite and marcasite under hydrothermal conditions up to 220 °C: An experimental study of reaction textures and mechanisms. *Am. Miner.* 96, 1878-1893
- Robert, F., Brommecker, R., Bourne, B.T., Dobak, P.J., McEwan, C.J., Rowe, R.R., Zhou, X., 2007. Models and exploration methods for major gold deposit types. *Ore Deposits and Exploration Technology*, In: Milkereit, B., ed., 2007. *Proceedings of exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 691-711.
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.M., Edel, J.B., Štípská, P., Ulrych, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *C.R. Geosci.* 341, 266-286.
- Sillitoe, R.H., 1991. Intrusion-related vein gold deposits, in: Foster, R.P., 1991. *Gold metallogeny and Exploration*. Glasgow, Blackie, 165-209.
- Sillitoe, R.H., Thompson F.H., 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Res. Geol.*, 48, 2, 237-250.
- Thomas, R., Davidson, P., Rhede, D., Leh, M., 2009. The miarolitic pegmatites from the Königshain: a contribution to understanding the genesis of pegmatites. *Contr. to Miner. and Petrol.*, 157, 4, 505-523.
- Zachariáš J., Pudilová M., Žák K., Morávek P., Litochleb J., Váňa T., Pertold Z., 1997. P-T conditions, fluid inclusions and O, C, S isotope characteristics of gold-bearing mineralizations within the Central Bohemian Metallogenic Zone. *Acta Univ. Carol. – Geol.*, 41 (3-4), 167-178.
- Zachariáš J., Žák K., Pudilová M., Snee L.W., 2013. Multiple fluid source/pathways and severe thermal gradients during formation of the Jílové orogenic gold deposit, Bohemian Massif, Czech Republic. *Ore Geol. Rev.* 54, 81-109.
- Žák J., Holub F.V., Verner K., 2005. Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by

episodically emplaced plutons: The Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 94: 385–400.

Zang, W., Fyfe, W.S., 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Miner. Deposita* 30, 30-38.

Zhang, X.-N., Lia, G.-M., Qin, K.-Z., Lehmann, B., Li, J.-X., Zhao, J.-X., Cao, M.-J., Zou, X.-Y., 2017. Petrogenesis and tectonic setting of Early Cretaceous granodioritic porphyry from the giant Rongna porphyry Cu deposit, central Tibet. *J. of Asian Earth Sci.* 161, 74-92.